

JOAQUIN RODRIGUEZ VIDAL

GEOMORFOLOGIA
DE LAS
SIERRAS EXTERIORES
OSCENSES
Y SU PIEDEMONTE

4

«Colección de Estudios Altoaragoneses»

**INSTITUTO DE ESTUDIOS ALTOARAGONESES
(C.S.I.C.)**

**(DE LA EXCMA. DIPUTACION PROVINCIAL)
HUESCA**

«Colección de Estudios Altoaragoneses», 4

Director: Antonio Durán Gudiol

Redacción y Administración:

**Instituto de Estudios Altoaragoneses
C/. Duquesa de Villahermosa, 4
22001 HUESCA**

**GEOMORFOLOGIA
DE LAS
SIERRAS EXTERIORES OSCENSES
Y SU
PIEDEMONTTE**

JOAQUIN RODRIGUEZ VIDAL

GEOMORFOLOGIA
DE LAS
SIERRAS EXTERIORES OSCENSES
Y SU
PIEDEMONTTE



Excma. Diputación Provincial
HUESCA

ISBN: 84-00-06145-4

Depósito Legal: Z. 36-86

Cometa, S. A. — Carretera de Castellón, Km. 3,400 — Zaragoza

INDICE

I. INTRODUCCION	13
1. SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA	13
2. OBJETIVOS	15
3. MARCO GEOLOGICO	17
3.1. La estructura de las Sierras Exteriores Aragonesas	17
II. ESTUDIO GEOMORFOLOGICO	25
ANTECEDENTES GEOMORFOLOGICOS	25
II.A SIERRAS EXTERIORES	29
1. SUPERFICIES DE EROSION	31
1.1. Rasgos morfológicos	31
1.2. Datación de las superficies	44
1.3. Procesos posteriores a los aplanamientos	45
2. KARSTIFICACION	52
2.1. Modelado kárstico	52
2.1.1. <i>Depresiones cerradas</i>	56
2.1.2. <i>Lapiaz</i>	61
2.1.3. <i>Formas endokársticas</i>	63
2.2. Edad de la karstificación	65
3. MODELADO FLUVIAL	67
3.1. Modelado de acumulación	71
4. VERTIENTES	73
4.1. La actividad periglaciaria	74
4.2. Tipos de vertientes	75
4.2.1. <i>Desnudas</i>	75
4.2.2. <i>Parcialmente cubiertas</i>	76
4.2.3. <i>Cubiertas</i>	76
4.2.3.1. VERTIENTES DE GELIFRACCIÓN	77
4.2.3.2. VERTIENTES DE SOLIFLUXIÓN	82
4.3. Consideraciones genéticas	84

5. MORFOGENESIS RECIENTE Y ACTUAL	86
5.1. Sistemas morfoclimáticos	86
5.2. Procesos morfogenéticos	89
5.3. Procesos actuales	93
II.B. PIEDEMONTE	95
INTRODUCCION	95
1. EL TRANSITO SIERRAS EXTERIORES-DEPRESION DEL EBRO	97
2. RELIEVES ESTRUCTURALES	99
3. PLIOCUATERNARIO	100
3.1. Características generales	103
3.2. El Pliocuaternario del Somontano de Huesca	105
3.3. El Pliocuaternario del Somontano de Barbastro	107
3.4. Modelo de sedimentación	108
4. CUATERNARIO	112
4.1. Terrazas	112
4.1.1. Terrazas recientes en el valle del Isuela	113
4.1.2. Terrazas recientes en el valle del Flumen	118
4.1.3. Terrazas recientes en el valle del barranco de la Clamor	121
4.1.4. Capturas fluviales	121
4.1.5. Cronología de terrazas	125
4.1.6. Evolución de la red fluvial cuaternaria	126
4.1.7. Correlación regional	127
4.2. Glacis	129
4.2.1. Somontano de Huesca	130
4.2.2. Somontano de Barbastro	132
4.2.3. Derrames o glacis recientes	135
4.2.4. Consideraciones genéticas sobre los glacis	136
4.2.5. Conos de deyección	139
4.3. Vertientes	140
4.3.1. Tipos de vertientes	141
4.3.1.1. VERTIENTES DESNUDAS	141
4.3.1.1.a. Meteorización en areniscas	141
4.3.1.2. VERTIENTES PARCIALMENTE CUBIERTAS	149
4.3.1.3. VERTIENTES CUBIERTAS	149
4.3.1.3.a. Vertientes regularizadas	150
4.3.2. Génesis de las vertientes	154
III. LA EVOLUCION DEL RELIEVE	157
CONCLUSIONES	161
BIBLIOGRAFIA	163

A mis padres, esposa e hijos

La presente publicación es un extracto de la Tesis Doctoral del mismo autor, que consta de 493 páginas, 6 mapas y leyenda. Dicha Tesis obtuvo la calificación de «Sobresaliente cum laude» (1983), así como Premio en el VIII Concurso de Tesis Doctorales, convocado por la Institución «Fernando el Católico».

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría que estas líneas sirvieran para agradecer la labor desinteresada de todas aquellas personas que, por una u otra circunstancia, han contribuido a la elaboración y puesta a punto de este trabajo.

Al Dr. Mateo Gutiérrez Elorza, director de esta tesis doctoral, con el que he compartido horas de trabajo ilusionado que me han proporcionado una formación geomorfológica y un respeto por la investigación en este campo de la ciencia.

Al Dr. Javier Martínez Gil, director del departamento de Geomorfología y Geotectónica de Zaragoza, por las facilidades que ha puesto a mi disposición.

Al Dr. Andrés Pocoví, por sus consejos sobre la Tectónica prepirenaica y por su continua y desinteresada ayuda departamental.

Al Dr. Francisco Burillo, profesor de Arqueología del Colegio Universitario de Teruel, por las dataciones de restos arqueológicos y su trabajo de campo.

Al Dr. Gonzalo Pardo, profesor del departamento de Estratigrafía de Zaragoza, por sus consejos e información sobre temas de sedimentología fluvial.

Al Dr. Vicente Baldellou, director del Museo Arqueológico de Huesca, por su ayuda en el conocimiento arqueológico de la Sierra de Guara.

Al Dr. Carlos Altimira, del C.S.I.C. de Barcelona, por la clasificación de la fauna de gasterópodos recientes.

A todas las personas que trabajan en Geomorfología y Cuaternario en Pirineos y Valle del Ebro, por sus enseñanzas.

A Conchita Yus, por su esmerada labor mecanográfica.

Finalmente, no quiero dejar de recordar a mi esposa e hijos, que con austera paciencia han sabido soportar el peso moral de este trabajo.

I. INTRODUCCION

1. SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El Prepirineo Exterior, o Sierras Exteriores prepirenaicas, representa un conjunto de elevaciones montañosas que crean un fuerte desnivel topográfico al enfrentarse con las áreas llanas de la Depresión del Ebro.

La zona estudiada ocupa la porción central de estas sierras aragonesas y el piedemonte que se extiende en su vertiente meridional, conocido en la región como Somontano pirenaico (fig. 1), ubicándose en su totalidad dentro de la provincia de Huesca.

El límite septentrional viene definido por una serie de elevaciones (Sierras de Javierre, Aineto y Lupera) que marcan por el S la cuenca de Jaca y cuyas alturas son semejantes a las de las Sierras Exteriores. Meridionalmente, queda limitada por los Llanos de la Violada, Sierra de Alcubierre y confluencia de los ríos Flumen y Alcanadre, cuya denominación geográfica es la de Comarca de Monegros.

El extremo oriental queda bien definido por el eje N-S que traza el río Cinca y el occidental por unas suaves elevaciones que limitan por el Oeste la Hoya de Huesca.

Comprende, por tanto, la porción central de las Sierras Exteriores prepirenaicas y el Somontano de Huesca y Barbastro, con una superficie aproximada de 2.270 Km.², que corresponden al recubrimiento topográfico, a escala 1:50.000, de las hojas del Mapa Topográfico Nacional N.^{os} 248 (Apiés), 249 (Alquézar), 286 (Huesca), 287 (Barbastro) y parte de la 324 (Grañén) y 325 (Peralta de Alcofea).

Geológicamente, el área de estudio (fig. 2) queda perfectamente definida y ubicada dentro de dos unidades características muy contrastadas, pero que al mismo tiempo han sufrido una historia geológica conjunta: Prepirineo meridional y Depresión del Ebro.



Figura 1. — Situación geográfica.

La primera de ellas es una estructura antiformal alargada según una dirección aproximada E-W, es decir, pirenaica, y vergencia S., con intersecciones de pliegues N-S. Su composición litológica corresponde a una serie sedimentaria que abarca desde el Triásico hasta el Eoceno superior, cubierta localmente por las molasas postpirenaicas. Su estilo tectónico se caracteriza por importantes deslizamientos de la cobertera a nivel de Trías superior salino sobre un zócalo herciniano y una cutícula stefano-permo-triásica que permanece solidaria a aquél.

Estas sierras prepirenaicas representan el amortiguamiento frontal de la cobertera despegada y cabalgante sobre el Terciario continental de la Depresión del Ebro, correspondiente al manto de Gavarnie. Sobre la serie despegada se extienden las molasas oligocenas que en parte son cabalgadas y en parte fosilizan el pie de las sierras. A su vez, todos estos depósitos están cubiertos discordante y subhorizontalmente por las molasas miocenas.

La Depresión del Ebro está constituida, en su borde N, por facies detríticas que se denominan «formación Sariñena» y que han sido datadas como Mioceno inferior. El conjunto de la formación se compone de una facies conglomerática de borde y una facies de paleocanales de areniscas que pasan lateral y verticalmente a arcillas y margas. Hacia el S y SW aumenta la proporción margosa, con intercalaciones de bancos calcáreos de la formación Alcubierre.

2. OBJETIVOS

La elección de una zona de trabajo debe estar condicionada a una serie de necesidades científicas, bien sea por aplicar nuevos métodos o por cubrir un área nula o escasamente investigada.

En el campo de la geomorfología de la Depresión del Ebro existen una serie de necesidades básicas que son imprescindibles complementar, este es el caso de la Cartografía geomorfológica a escala regional.

Independientemente de la intensidad o calidad de los levantamientos cartográficos realizados hasta la actualidad, existen zonas poco investigadas y que presentan un gran interés en cuanto a definir un modelo evolutivo para un área tipo. El borde N de la Depresión cumple estos requisitos básicos, además de permitirnos establecer las relaciones morfodinámicas del binomio montaña-piedemonte.

Por tanto, el objetivo fundamental de este estudio es la elaboración de una cartografía geomorfológica, a escala adecuada (1:50.000), de este sector prepirenaico y somontano, así como el análisis ordenado de las unidades que se inscriben en él. Las características geológicas de la región han determinado que una parte considerable del relieve deba ser abarcado en una geomorfología estructural, aunque también abundan las áreas de acumulación cuaternarias que se estudian bajo la óptica de una geomorfología climática.

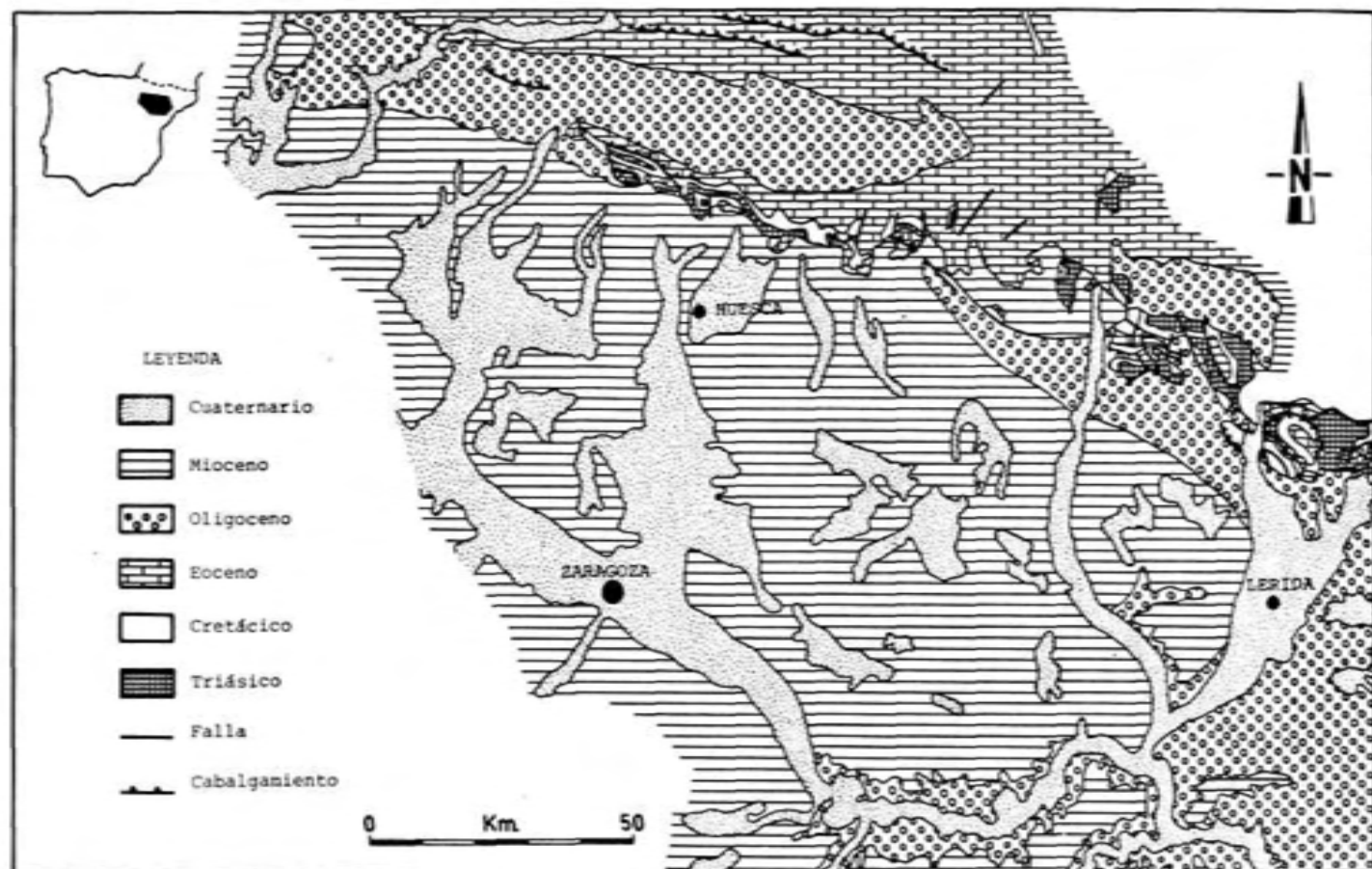


Figura 2. — Situación geológica.

Otra serie de objetivos concretos que complementan la información cartográfica es el análisis pormenorizado de los modelados erosivos y de acumulación de características generalizables, tales como la evidencia de restos de superficies de erosión, sus relaciones con los materiales de piedemonte, así como su posterior deformación y karstificación. Igualmente se analizan los modelados deposicionales que recubren y conforman gran parte del área somontana, bien sean de abanicos, terrazas, glaciares o vertientes.

La deformación de origen interno sufrida por el relieve y los rasgos que la definen nos sirven de complemento esencial a la hora de establecer una correlación de sucesos a lo largo del Neógeno-Cuaternario.

Como consecuencia de la distribución y escalonamiento de las terrazas fluviales, será factible constatar antiguas direcciones de ríos, desplazamientos laterales, procesos de capturas, fases de encajamiento-aluvionamiento, momento de instalación de la red fluvial; es decir, la evolución de dicha red desde el instante de su génesis hasta la actualidad.

Por su interés aplicado y por las repercusiones que acarrea a la hora de una mejor comprensión del medio en épocas pasadas, se estudian los procesos funcionales que afectan a esta zona, dentro de un marco climático determinado y sus repercusiones morfogenéticas.

El objetivo final consiste en establecer una evolución espacio-temporal del relieve, en función de los resultados parciales previamente obtenidos y como información adicional a la cartografía geomorfológica. Todo ello dentro de un contexto geográfico más amplio, que sirva para aportar algunos datos al conocimiento morfológico de la Depresión del Ebro y Sierras Exteriores Prepirenaicas.

3. MARCO GEOLOGICO

3.1. La estructura de las sierras exteriores aragonesas

Las Sierras Exteriores Aragonesas constituyen una estrecha banda de 5 Km. de anchura media, en su zona más típica (al oeste del anticlinal de Boltaña), donde predomina el plegamiento con dirección general E-W, e intersecciones de pliegues N-S (fig. 3). Toda la unidad ha sufrido un desplazamiento hacia el S como consecuencia del corrimiento de la cuenca de Jaca en este mismo sentido, lo que originó un importante relieve, fosilizado después por los depósitos miocenos.

En su conjunto, la estructura de las sierras es antiformal con direcciones pirenaicas. La erosión de las charnelas anticlinales facilita la observación del Triás superior, intensamente tectonizado, sobre el que se dispone normalmente los materiales cretácico-terciarios. El plano axial de los pliegues buza, generalmente al N., y los pliegues se encuentran volcados hacia el S.

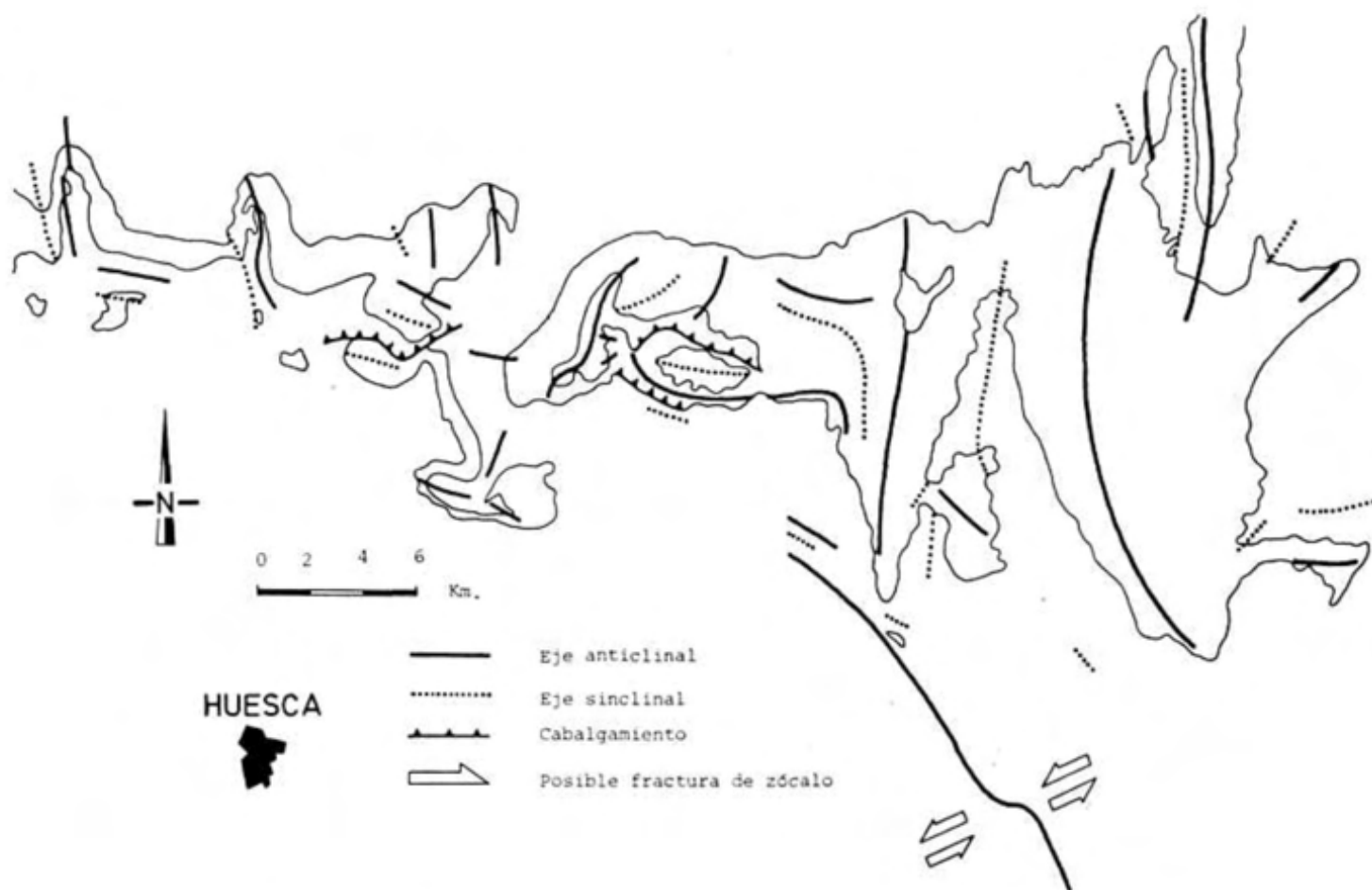


Figura 3. — Esquema tectónico del sector central de las Sierras Exteriores Prepirenaicas.

Un detallado estudio (Puigdefábregas y Soler, 1973) de las Sierras, en la zona del río Gállego, permitió precisar una serie de hechos correlativos: 1.º Ejes de pliegues N-S fosilizados por las margas de Arguís; 2.º existencia de un pliegue tumbado y fallado vergente al S. que implica a materiales desde el Trías hasta el Oligoceno; 3.º fosilización de esta estructura por los conglomerados del Oligoceno Superior; 4.º repliegue en anticlinal de la estructura anterior, originando antiformes con pliegues de vergencia S. y con tendencia al cabalgamiento; 5.º fosilización de esta estructura por los conglomerados aquitanienses; 6.º formación de pliegues laxos en el Mioceno.

Esta serie de observaciones junto con otras de carácter más regional nos descubre la existencia de un corrimiento hacia el Sur de la cuenca de Jaca del orden de unos 8 Km. con despegue a nivel del Trías. Esta traslación hacia el S tiene probablemente una componente dextrógira con eje situado aproximadamente en la terminación periclinal de la Sierra de Santo Domingo, con el resultado de que la traslación es mayor al Este (Barbastro), disminuyendo progresivamente hacia el W., hecho que ya fue indicado por Soler (1970). El movimiento ocurrió al final del Oligoceno, durante el Chattienense y Aquitaniense.

Las discordancias que se producen en todo el borde N de la depresión del Ebro son de tipo progresivo, en la mayoría de los casos con eje de rotación simple (Puigdefábregas, 1975). En la zona de las Sierras, la discordancia es simplemente erosiva sobre el relieve previamente originado.

Otro punto interesante para el mejor conocimiento estructural de las sierras es el anticlinal de Barbastro-Balaguer, cuya estructura fue estudiada por Crusafont et al. (1966). El anticlinal consta de un núcleo de yesos del Eoceno superior al que se superpone concordantemente las areniscas de la formación Peraltilla, de edad oligocena. En discordancia progresiva, a techo, los depósitos areniscosos aquitaniense de la formación Sariñena que pasan lateralmente a los conglomerados que fosilizan el frente de las Sierras Exteriores. El flanco NE del anticlinal se encuentra fallado y jalonado por afloramientos de materiales de las sierras, como los del Monasterio del Pueyo y San Román.

Puesto que las Sierras Exteriores representan el frente meridional del manto de Gavarnie, un mejor conocimiento de esta zona es fundamental para aclarar el hecho de la «mise en place». Los resultados obtenidos en este área por Garrido (1972, 1973) difieren notablemente de los de Puigdefábregas y Soler (1973) y Puigdefábregas (1975). El primero de ellos indica que los afloramientos que jalonan el flanco NE del anticlinal de Barbastro constituirían el borde mismo del manto de Gavarnie, de manera que las brechas del Alcanadre, situadas en la base del Oligoceno, marcarían la edad de colocación del manto, finieocena. Los otros autores, por el contrario, desechan esa datación basándose en que el corrimiento, en Riglos, es de edad finioligocena; en San Román y en la terminación periclinal del anticlinal de Barbastro, la fosilización es igualmente finioligocena; y que de ser cierta la colocación finieocena del manto, las facies evaporíticas de Barbastro deberían corresponder con sedimentos fluviales de la misma edad

que se encuentran inmediatamente al N sobre la unidad alóctona y cuyas direcciones de corriente indican procedencia S y SE.

Otra aportación interesante para esta zona, pero que no toma partido frente al hecho anteriormente expuesto, es la de Pardo y Villena (1979). De ella se deduce que el frente del manto de Gavarnie está más próximo al anticlinal de Barbastro y topográficamente más alto al E que al W del Cinca, donde se sitúa en profundidad y discordante bajo la formación Sariñena.

Como consecuencia de este empuje hacia el S, y gracias a un posible accidente del sustrato de dirección meridiana, se verifica una posterior e inmediata reacción diapírica (con lo que se apoya sensiblemente la tesis de Puigdefábregas, 1975) de los yesos del anticlinal de Barbastro que fluyen de E a W y de S a N, siendo responsable de la verticalización de los afloramientos del Pueyo, del contacto mecánico entre la Fm. Peraltilla y los yesos del flanco N del anticlinal y de la discordancia progresiva de la Fm. Sariñena sobre dicha estructura.

Esta rápida visión del problema parece sugerir la idea de que el emplazamiento del manto de Gavarnie, al Oeste del Cinca, ocurrió al final del Oligoceno, durante el Chattienense y Aquitaniense.

Al Este del Cinca, en las Sierras Marginales Catalanas, el problema es algo más complejo. Algunos autores (Biro, 1935; Almela y Ríos, 1951; Mangin, 1962; Rosell y Riba, 1966) consideran que la zona registra deformaciones de manera más o menos ininterrumpida desde el Luteciense hasta el Mioceno. Otros autores se muestran más partidarios de la individualización en todo el ámbito de las Sierras Marginales de una fase tectónica de edad Oligoceno superior (Reille, 1967, 1971; Garrido, 1972 b).

De todas formas, la datación de las últimas deformaciones tectónicas que afectan al borde meridional de dichas Sierras en su terminación oriental, es un problema de difícil solución al carecer de serie discordante que fosilice claramente los niveles plegados. Por otra parte, los niveles más altos afectados por la tectónica son sedimentos continentales que no suministran fauna útil. A este respecto resulta factible la idea propuesta por Poci (1976) para un área muy localizada (sinclinal de Rubió), por la que parece factible pensar que no existe una fase tectónica individualizada de edad oligocénica, sino que se ha de considerar una sucesión de pulsaciones que se manifiestan más o menos localizadas y que pueden evolucionar en un período de tiempo bastante amplio.

Con respecto a la presencia de pliegues de dirección N-S en las Sierras Aragonesas (fig. 3), Selzer (1934) opina que se formaron con anterioridad a los de dirección pirenaica, al contrario que Almela y Ríos (1950, 1951 a), que suponen un plegamiento E-W durante el Oligoceno, junto la generación de cabalgamientos; y una posterior formación de pliegues N-S cuyo origen no queda perfectamente definido, aunque sí precisan que su edad es más reciente hacia el W, de modo que se originaron primero los ejes situados más al E. Las posteriores interpretaciones de Seguret (1972), basadas en un número mayor de datos, muestran cómo la «mise en place» de la unidad despegada central (Cotiella, Montsec,...) del Prepirineo Meridional actuó en

forma de cuña, empujando la serie despegada de la «unidad de Gavarnie» hacia el W y produciendo toda la serie de pliegues N-S de las Sierras. De esta forma, la «virgación» de los ejes no sería secundaria sino primaria, de modo que tales ejes se habrían originado ya torcidos.

La continuidad estructural entre los ejes N-S y los WNW-ESE de la zona de Jaca fue puesta de manifiesto por Soler y Puigdefábregas (1970) para el caso del anticlinal de Boltaña. Tal continuidad parece ser también cierta para los demás ejes de las Sierras Exteriores (Puigdefábregas, 1975), ya que las facies deltaicas parecen concentrarse en los sinclinales de forma que las depresiones así originadas canalizarían en cierto modo la progradação deltaica del Eoceno superior.

La acción continuada de un esfuerzo compresivo procedente del Este, generó pliegues N-S desde el Cuisiense (anticlinal de Mediano, al Este) hasta el Oligoceno (anticlinal de Rasal, al oeste), de manera que el progresivo amortiguamiento de dicho empuje hizo reducir el tamaño de los pliegues en el mismo sentido.

Otro hecho interesante a observar es el papel que juega el sustrato en estos deslizamientos de cobertera a favor del tramo evaporítico del Triásico superior. Ciertas deformaciones de la cobertera parece que no se ajustan a un esfuerzo simple dirigido de N a S (Pocovi, 1978, 1979; Martínez Peña, 1981), sino que se aprecian determinadas anomalías que inducen a pensar en el rejuego de desgarres tardihercínicos del sustrato, con movimiento sinistro, que actuaron simultáneamente al deslizamiento de la cobertera despegada o «unidad despegada central» (Seguret, 1972).

Como consecuencia del levantamiento fotogeológico a escala aproximada 1:33.000 que se realizó de las Sierras Exteriores Aragonesas, fue posible localizar y cartografiar una intensa fracturación en el extremo oriental (Sierras de Guara, Balcés-Sevil) que se representa gráficamente en la figura 4 y cuyas orientaciones principales siguen direcciones aproximadas NE-SW y N-S.

La orientación de estas familias de fracturas no parece ser compatible con esfuerzos dirigidos N-S, que se generarían como consecuencia del emplazamiento del manto de Gavarnie, ni con otros dirigidos según la línea E-W, simultáneos al deslizamiento de la «unidad despegada central».

Las estructuras de fracturación observadas no responden en consecuencia a ninguno de estos dos modelos simples, pero parecen registrar la influencia de ambos. Este hecho, ya puesto en evidencia por Pocovi (1979), nos sugiere la presencia en profundidad de una fractura en dirección, o conjunto de ellas, NE-SW, con movimiento sinistro, capaz de generar en cobertera unas fracturas en familias conjugadas de Riedel (1929), asimilable a los diversos ejemplos descritos por Tchalenko (1970) en zonas de cizalla de desplazamiento poco intenso. La deformación frágil relacionada con un accidente de este tipo, puede dar lugar a la aparición de fracturas sintéticas «R» y antitéticas «R'», que forman ángulos próximos a 15° y 75°, respectivamente, con la dirección de la fractura profunda. La aplicación de estos modelos de Riedel (1929), en nuestra zona de estudio, parece coinci-

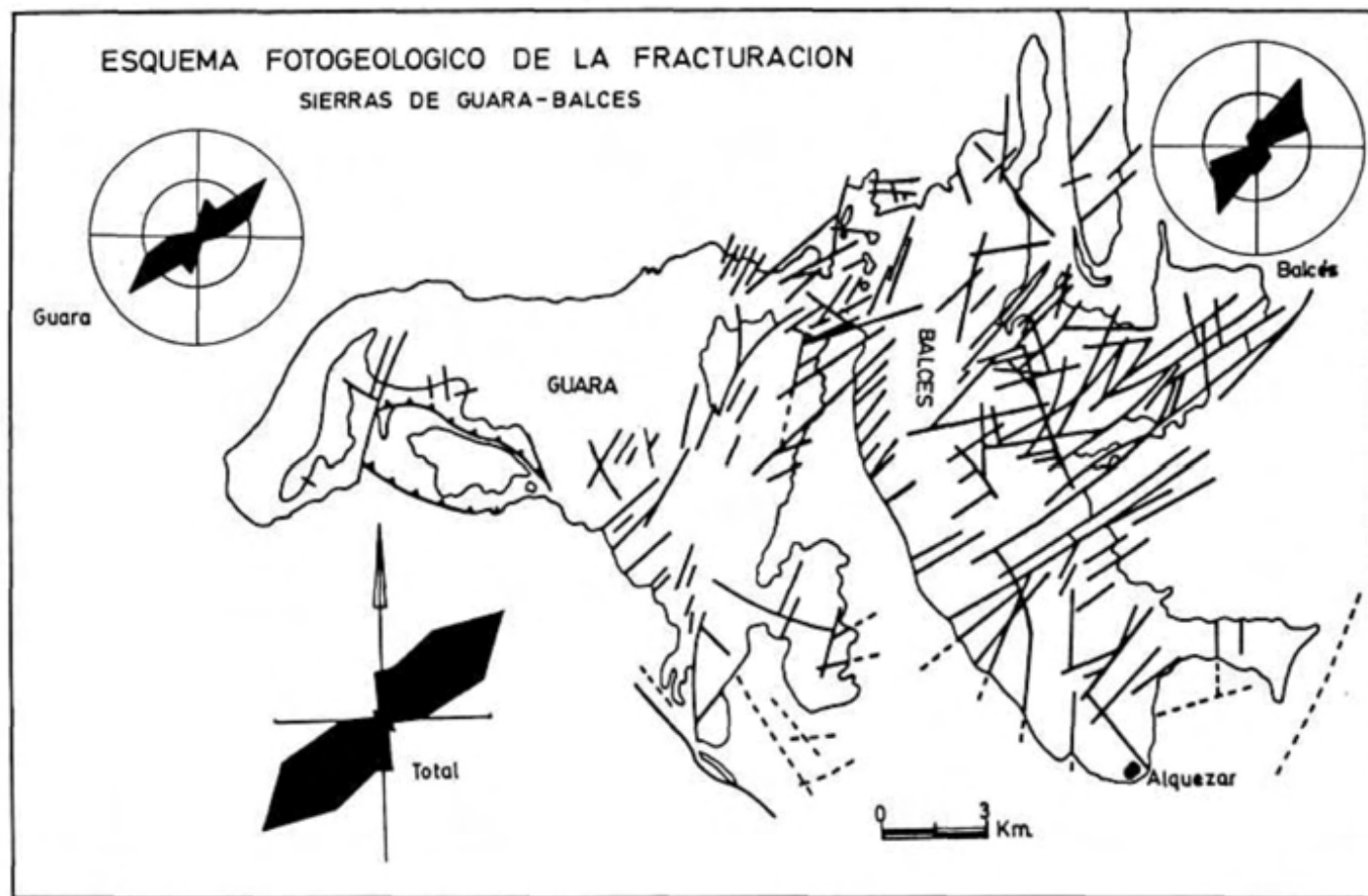


Figura 4. — Esquema fotogeológico de la fracturación en las Sierras de Guara-Balces.

dir con bastante aproximación (fig. 4) con unas familias de fracturas sintéticas de dirección N50E y otras antitéticas N-S, de lo que se deduciría la presencia de una probable fractura en dirección N65E, en el basamento, con movimiento sinistral.

Apoya esta teoría la perturbación que experimenta el eje del anticlinal de Barbastro a la altura de Abiego-Azlor, cuya forma sigmoidal interrumpe bruscamente y en un corto espacio la dirección general del pliegue NW-SE, al Oeste del río Cinca (fig. 3).

En las Sierras Marginales Aragonesas, al E. del río Cinca, también se presenta la fracturación (Martínez Peña, 1981) agrupada en familias, concordante con los modelos de Riedel.

A este respecto, sería factible el preguntarse por qué los pliegues de dirección N-S no se han visto perturbados por la dinámica de zócalo que ha afectado a otras áreas próximas de las Sierras Marginales (Pocovi, 1978 y Martínez Peña, 1981). La respuesta puede encontrarse en el hecho de la potencia de cobertera sedimentaria, en la intensidad del movimiento y tal vez en la posterioridad de su acción a la generación de los pliegues N-S.

Como resumen de este rápido vistazo a la problemática que actualmente plantea la estructura de las Sierras Exteriores Aragonesas, se puede concluir definiéndola como una estrecha banda antiformal con dirección pirenaica, generada inicialmente como consecuencia del amortiguamiento frontal del manto de Gavarnie, y atravesada ortogonalmente por pliegues (N-S) formados por el empuje lateral al desplazarse hacia el S la «unidad Central» (Seguret, 1972), durante el Eoceno superior.

Durante el Oligoceno se verifican nuevas pulsaciones tectónicas que afectan a la cobertera surpirenaica que se desplaza hacia el S, produciéndose un máximo de actividad durante el Oligoceno superior (Puigdefábregas y Soler, 1973) con el consiguiente corrimiento de unos 8 Km. de la cuenca de Jaca. El frente de las Sierras se fosiliza con los conglomerados aquitanien- ses.

Contemporáneamente a los desplazamientos de la cobertera despegada se apunta la posibilidad de la intervención del zócalo por medio del rejuego de desgarres tardihercínicos con posible movimiento sinistral.

En el Mioceno se generan pliegues laxos, deformaciones halocinéticas y movimientos epirogénicos de difícil comprobación.

Recientemente Garrido (1982), y en base a algunas nuevas observaciones en el Pirineo oriental, ofrece una nueva hipótesis tectónica sobre la vertiente meridional pirenaica. En esta interpretación se modifica de manera notable la dirección y sentido de desplazamiento de las unidades tectónicas; de forma que la traslación generalizada hacia el Sur se sustituye por un doble efecto compresivo: en la primera fase eocena se producen desplazamientos y superposiciones anormales según una dirección E-W, mientras que la segunda fase oligocena, que deforma a la anterior, tiene una dirección de movimiento NW-SE. La estructura resultante de la interferencia de estas dos fases nos daría el esquema estructural casi tal como hoy lo observamos.

Las implicaciones geomorfológicas que se pueden deducir de todas estas conclusiones geológicas, son las siguientes:

1. Debido a la intensa actividad tectónica que ha afectado durante el Eoceno y Oligoceno a esta región, los sucesos geomorfológicos preoligocenos son difíciles de delimitar.

2. La instauración de una sedimentación continental, al N de las sierras, está representada por las facies fluviales de la Fm. Campodarbe, de edad Eoceno superior-Stampiensense. En esta época aún existían vías de comunicación fluvial S-N que, atravesando las montañas, vertían a la cuenca de Jaca.

3. A partir del Oligoceno superior, y como consecuencia del empuje del manto de Gavarnie, el eje de las sierras se levanta, delimitando definitivamente un drenaje de sentido N, muy escaso, y otro de sentido S, dominante.

4. La antigüedad de las superficies de erosión en las Sierras, íntimamente ligada a los empujes orogénicos, nunca será anterior al Oligoceno.

II. ESTUDIO GEOMORFOLOGICO

ANTECEDENTES GEOMORFOLOGICOS

Los estudios geomorfológicos sobre la parte española de la Cadena Pirenaica y la Depresión del Ebro comenzaron fundamentalmente hace algunos años con Panzer (1926) y Birot (1937) y han continuado de forma algo dispersa hasta época reciente. Sin embargo, en el área del piedemonte pirenaico, y más concretamente en el aragonés, parte del cual nos ocupa, los trabajos geomorfológicos comenzaron de forma más tardía, pero alentadora, gracias a la celebración en San Sebastián y Madrid del I Congreso del Instituto de Estudios Pirenaicos y del V Congreso Internacional del INQUA.

Sin lugar a dudas, la principal aportación morfológica al estudio de las Sierras Exteriores aragonesas las hizo Barrère (1951), en «La morphologie des Sierras Oscenses», que sentó las bases para trabajos posteriores y, al mismo tiempo, planteó problemas interesantes:

En primer lugar, Barrère, hace notar la importancia de la estructura y de la alternancia litológica en la formación del relieve, cuyas directrices principales vienen definidas por dos direcciones de pliegues (E-W y N-S) que se cruzan ortogonalmente, dejando entre sí áreas deprimidas con litologías menos resistentes a las que denomina «la depresión longitudinal mediana».

Con respecto a las partes altas de las sierras, este autor define y delimita, por medio de un mapa esquemático, dos niveles antiguos de erosión. El más elevado, a 1.700 m. de altitud en la Sierra de Guara, de naturaleza kárstica, y el siguiente, de 1.200 a 1.700 m., es el que denomina «Superficie senil general de las sierras»; aunque también diferencia otros aplanamientos parciales a media altitud. Este modelado erosivo es el más anti-

guo que se conserva en las sierras, ya que en él se sobreimpone toda la red hidrográfica, generando el relieve estructural que apreciamos en la actualidad.

En relación con la edad de elaboración de estas «superficies maduras», Barrere publica otro trabajo en 1962, continuación geográfica del anterior, ya en el límite entre los Pirineos aragonés y navarro, precisando su génesis como consecuencia de un sistema de erosión asociado a clima árido y de edad finimiocena.

Para intentar una hipótesis de evolución morfológica, Barrere (1951) utiliza las observaciones llevadas a cabo en el piedemonte entre las «pudingas oligocenas» y su relación con el sustrato. De esta manera, hace notar el posible enganche entre el relieve maduro de las sierras y el aplanamiento a techo de las pudingas. Con posterioridad, parece intuir una deformación tectónica en forma de domo que afecta a este relieve en época post-oligomiocena.

Ya en el piedemonte, y como nivel más alto de acumulación, Barrère define el nivel de «Coronas» de edad pliocuaternaria en el que se encajan tres niveles de glaciares y terrazas cuaternarias.

Casi contemporáneamente, pero en el área leridana, Solé Sabarís (1946, 1953) estudia el piedemonte de Lérida y las terrazas de los ríos Segre y Noguera Ribagorçana. Las características morfológicas de este piedemonte parecen ser semejantes a las observadas por Barrère en Huesca, con un inmenso manto de piedemonte que corona la llanura y sostiene las plataformas interfluviales que separan los valles de los ríos principales, con cuatro niveles de terrazas escalonadas.

Un interesante y sucinto trabajo es el que realiza Alastrue (1953) sobre el Cuaternario de los alrededores de Ejea de los Caballeros.

Como contribución especial al estudio geomorfológico del Somontano, están los trabajos que a lo largo de un dilatado número de años ha aportado Bommer. En 1957, con ocasión del V Congreso Internacional del INQUA, prepara las excursiones al Pirineo y su piedemonte, con interesantes esquemas evolutivos de la red fluvial cuaternaria entre el meridiano de Huesca (población) y el río Gállego. En esta zona distingue cinco niveles de terrazas y otros tantos de glaciares incluyendo, en el nivel más alto de terraza, el denominado de «Coronas» por Barrere (1951).

En 1979, Bommer publica unas conclusiones sobre el piedemonte pirenaico en base a ejemplos concretos, como los del Segre-Noguera Ribagorçana, Cinca y Aragón. De ellos deduce una evolución compleja, con una gran riqueza de formas, cuya historia comienza con la acumulación más elevada, comparable en edad a un nivel semejante en la Cadena Ibérica (Villafranesense superior). Lo que supone por tanto una edad Cuaternario inferior para el comienzo del encajamiento de los valles. El estudio sedimentológico de los niveles aluviales de piedemonte demuestra una gran constancia en cuanto a la dinámica fluvial que los generó, con predominio de canales anastomosados, al igual que ocurre en la actualidad.

La finalización y presentación de la tesis doctoral de este autor en 1978 supone un avance importante en el conocimiento de la Cuenca del Ebro y sus bordes montañosos. Es de lamentar la imposibilidad de disponer de este trabajo; no obstante, un amplio resumen fue publicado por Vaudour en 1979 y de él entresacamos los siguientes resultados:

- la Cuenca del Ebro no posee una conformación estructural definida hasta el Terciario;

- el cálculo de volúmenes sedimentarios permite evaluar una mayor velocidad de sedimentación durante el Oligoceno que en el Mioceno;

- desde el Eoceno superior hasta el Pontense las áreas de sedimentación han variado en función del movimiento de las zonas marginales;

- el endorreísmo de la cuenca permanece hasta el Mioceno superior. La delimitación de las cubetas lacustres, en ciertas épocas, es suficientemente precisa como para realizar una tentativa paleohidrológica y paleoclimática;

- el examen del borde pirenaico confirma la heterogeneidad de este relieve en el que se superpone la tectónica y la sedimentación, así como precisar que la cuenca del Ebro deja de ser subsidente al final del Mioceno. A partir del Pontense se producen abombamientos de gran radio que desnivelan diversos aplanamientos del bloque ibérico. Esta alteración estructural está ligada al establecimiento del exorreísmo de la Cuenca en época pontopliocena;

- la evolución e historia del Cuaternario se realiza en base a una detallada cartografía de los niveles aluviales y su correlación con los depósitos morrénicos pirenaicos y los niveles de terrazas marinas.

Con independencia de estos estudios monográficos o regionales sobre la geomorfología del piedemonte pirenaico, existen otros autores que a lo largo de la época de los años setenta han estudiado, bien localmente o en zonas más amplias, esta temática. Los centros de gravitación se localizan en el Instituto de Estudios Pirenaicos de Jaca y en la Universidad de Zaragoza; sobre todo en el Departamento de Geografía.

García Ruiz y Creus Novau (1974) estudian los niveles de terrazas del río Gállego a partir de diversas prospecciones efectuadas en sus afluentes, al N de las Sierras Exteriores, deduciendo la existencia de cuatro ciclos de erosión y sedimentación plenamente identificados.

En esta misma zona, al S del macizo de San Juan de la Peña, García Ruiz y Ruiz Budria (1977) estudian un corte formado por un depósito aluvial de terraza, de edad würmiense, recubierto sucesivamente por depósitos de cono de deyección y de ladera. A partir de estos datos, se aportan conclusiones respecto a la sucesión climática reciente del Prepirineo.

González y Arrese (1977 a y b) llevan a cabo un análisis morfosedimentario de las terrazas del Gállego entre el Pantano de la Peña y la ciudad de Zaragoza, con resultados de carácter morfológico, hidrodinámico, mineralógico y climático.

Mensua e Ibáñez (1977-78) estudian también las terrazas del río Gállego, en el piedemonte, conjuntamente con las del Cinca, en base a un hecho

muy frecuente que es la fosilización de estos depósitos por los de un glacis de acumulación. La conclusión es que la génesis de estas terrazas puede explicarse como resultado de un solo ciclo de sedimentación, que se inicia con gravas y termina con depósitos laterales.

La celebración en Zaragoza de la III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario, en 1977, sirvió para llamar la atención sobre la importancia de esta temática en el valle del Ebro, colaborando a su mejor conocimiento y difusión. Fruto de estos trabajos son las guías de excursiones (Mensua, Alberto e Ibáñez, 1979) y el mapa de terrazas fluviales y glacis del sector central de la Depresión del Ebro (Mensua e Ibáñez, 1977) a escala 1:100.000.

En este sentido merece destacarse la actividad morfogenética cuaternaria desde un doble punto de vista: por una parte la construcción de extensas superficies de aluviones, y por otra de una enérgica disección que ha reducido, ostensiblemente de tamaño, las más antiguas llanuras aluviales a pequeños testigos residuales. Igualmente, se han producido fuertes desniveles sobre los sedimentos terciarios y los propios del cuaternario, creando un vigoroso relieve. Estos efectos son comunes a toda cuenca rellena con sedimentos poco resistentes, pero en este caso se han acentuado por dos factores: la confluencia fluvial, en un espacio relativamente pequeño, de los ríos pirenaicos e ibéricos con el Ebro y la tectónica reciente de la Depresión que marca una tendencia al levantamiento.

A nuestro entender, este trabajo es sumamente interesante, pues crea un marco geomorfológico adecuado con vista a establecer correlaciones dentro de la Depresión, y por la base cartográfica del área presomontana, que comprende el recubrimiento de las hojas 324 (Grañén) y 325 (Peralta de Alcofea) correspondientes al área S de nuestra zona de estudio.

Desde el punto de vista cartográfico, merece destacarse la labor realizada por Barrere en «Relief des Pyrénées Centrales Franco-Espagnoles», con doce mapas geomorfológicos a escala 1:50.000; dos de los cuales (A-piés-248 y Alquézar-249) representan el área de las Sierras Exteriores cartografiada por nosotros. Es evidente la importancia que supone el disponer de este material gráfico, con independencia de la simbología utilizada, de las formas que se han representado y de la terminología geomorfológica.

Los estudios geomorfológicos realizados en áreas próximas y de características semejantes han sido muy útiles a la hora de enfocar problemas y llevar a cabo correlaciones. Merecen destacarse los trabajos de Peña (1975, 1978 y 1979-80) sobre las Sierras Prepirenaicas leridanas y sobre todo el referente a su tesis doctoral (1980), en esta misma área.

Son igualmente dignos de mención los estudios de Quirantes (1965, 1971, 1972) sobre problemas morfológicos en el sector central de la Depresión del Ebro; más que por su incidencia actual, por lo que de novedoso suponía para esos momentos y, aun así, son puntos de arranque necesarios para cualquier trabajo que sobre el tema o la zona en cuestión se realice.

Por último, y como puesta a punto de trabajos previos, merece citarse un trabajo interdisciplinar sobre el «Cuaternario de la Depresión del Ebro

en la región aragonesa» (Alberto et al. 1984), dirigido por Gutiérrez Elorza y que enlaza problemas geomorfológicos, geológicos, edáficos y arqueológicos, con la interesante aportación de una cartografía geomorfológica y edafológica a escala 1:200.000.

La bibliografía sobre temas geomorfológicos concretos o particulares es relativamente abundante, aunque se localiza principalmente en las zonas más centrales de la Depresión del Ebro o en aquellas áreas más relacionadas con una temática determinada (p.e.: Glaciarismo en Pirineos). En los próximos capítulos se trazarán más profundamente cada uno de los modelos, con las consiguientes citas y comentarios al respecto.

II. A. SIERRAS EXTERIORES

La unidad morfoestructural de las Sierras Exteriores representa el frente meridional de la Cadena Pirenaica, que se pone en contacto directo con los materiales terciarios de la Depresión del Ebro.

La parte aragonesa de las Sierras se extiende al S. del sinclinorio del Guarga, perteneciente a la Cuenca de Jaca, con una dirección aproximada WNW-ESE y unas características propias que la hacen diferenciable de la zona leridana. Entre ambas existe una zona de tránsito, con rasgos morfoestructurales intermedios, estudiada por Martínez Peña (1981).

El borde occidental, en la Sierra de Santo Domingo, representa el cierre periclinal de una estructura anticlinal fallada de flancos con fuerte buzamiento que se sumerge bajo los depósitos detríticos de la formación Campodarbe (Puigdefábregas, 1975). Hacia el E la estructura de las Sierras desaparece a la altura del río Vero, con los anticlinales N-S de Boltaña y Balcés, que se hunde bajo la formación Campodarbe, al mismo tiempo que se verifica un cambio lateral de facies de calizas a margas azules (fm. de Arro). Es muy probable que el hecho de esta clara ruptura en el relieve no sea debida únicamente a dichas circunstancias y que la reactivación de desgarres tardihercínicos (NE-SW) en el zócalo, en esta zona de tránsito del río Cinca, haya jugado un importante papel en los materiales de cobertera.

La expresión cartográfica de esta unidad morfoestructural representa, a grosso modo, una «punta de lanza» con dirección pirenaica e interrupciones transversales N-S que dificultan, sobre todo hacia el margen septentrional, la continuidad de la estructura. Estos pliegues meridianos disminuyen de tamaño de E a W, de manera que los de mayor continuidad, Boltaña y Balcés, llegan a poner en contacto las Sierras Exteriores con las Interiores pirenaicas, creando el cierre oriental del sinclinorio del Guarga, y originando digitaciones que penetran en la Depresión del Ebro. La presencia de estas estructuras N-S ha jugado un importante papel en la historia geológi-

ca de la región, sirviendo de umbrales y barreras a las pequeñas cuencas, desde la transgresión Biarritzense de carácter marino-litoral hasta las molasas postectónicas continentales de la fm. Sariñena.

Además de esta apariencia poco uniforme, también es factible observar una asimetría entre el flanco N y el S, condicionada por el significado tectónico de esta unidad que representa el amortiguamiento frontal del manto de Gavarnie. Los continuos empujes procedentes del N, desde finales del Eoceno, le han proporcionado una vergencia hacia el S a toda la estructura que choca con la Depresión y, contrariamente, se sumerge bajo la Cuenca de Jaca. De esta forma, el aspecto del flanco meridional es mucho más abrupto que el septentrional, con contrastes de relieve menos acusados.

En su conjunto, la estructura es antiformal con direcciones pirenaicas.

El armazón que conforma el aspecto general de la morfoestructura está constituido por las *calizas de Guara*, que pueden alcanzar hasta 1.000 m. de potencia. La charnela de algunos de estos anticlinales calizos está desventrada, apareciendo en su interior la serie estratigráfica pre-eocena con relieves diferenciales de importancia local. En la base de esta serie aparecen los materiales arcillosos y salinos del Triásico superior de gran trascendencia en el desplazamiento tectónico de la cobertera despegada.

El diferente comportamiento de la litología frente a la erosión diferencial hace que los mayores desniveles o áreas más escarpadas se localicen en las calizas, mientras que a favor de los materiales más lábiles se excavan áreas deprimidas y valles fluviales. Este contraste litológico motiva igualmente la existencia de relieves invertidos, por la existencia de sinclinales calizos colgados en el relieve y rodeados por materiales más blandos. Pero sin duda, son los amplios y continuados dorsales anticlinales los que configuran los principales alineamientos montañosos.

Otro factor del relieve a considerar es la existencia de aplanamientos escalonados o culminantes en las Sierras que, a pesar de su evidente control estructural, han sido elaborados en otras circunstancias climático-erosivas más adecuadas y sobre elevadas con posterioridad.

Este eje E-W, o dorsal prepirenaica, presenta la particularidad de estar compartimentado en unidades de menor entidad gracias a profundos y estrechos *cañones* que atraviesan ortogonalmente su estructura, como el Flumen, Guatizalema, Alcanadre, Balcés y Vero, ya sea a favor de ejes sinclinales o desventrando anticlinales. El aspecto general de la red fluvial es su superposición a las estructuras preexistentes favorecida, probablemente, por elevaciones tectónicas recientes del eje de las Sierras.

Por tanto, los rasgos morfoestructurales principales que caracterizan a esta unidad de las Sierras Exteriores son:

- Estructura antiformal de dirección pirenaica que separa la Cuenca de Jaca de la Depresión del Ebro.

- Pliegues transversales N-S, que generan elevaciones montañosas en esta dirección y delimitan pequeñas cuencas intramontañas.

- Constitución litológica caliza, que crea el armazón principal; margo-salina infrayacente que dirige la red fluvial al W del río Guatizalema y conglomerática de borde con relieves tipo «mallos».

- Localización de aplanamiento erosivos, en las partes altas de las Sierras, con aspecto amesetado.
- Sobreimposición de la red fluvial, por movimientos tectónicos recientes, que atraviesa transversalmente la estructura general.

1. SUPERFICIES DE EROSION

Es frecuente observar en zonas montañosas cómo su relieve no presenta una pendiente uniforme, sino que existen unas variaciones escalonadas, a veces bruscas, que hacen sospechar fases diferentes en su evolución morfoestructural.

Las áreas aplanadas pueden encontrarse, de forma relictas, en cualquier lugar de la elevación montañosa; desde los puntos más elevados, a modo de mesetas, hasta zonas puntuales aisladas o escalonadas en el relieve.

El término general de «superficie de aplanamiento» se utiliza actualmente para describir una zona llana, que es el producto final de todos los procesos de arrasamiento por erosión. Es evidente que la mayoría de las superficies de aplanamiento han sido originalmente elaboradas a altitudes bajas y elevadas posteriormente, por motivos tectónicos de componente vertical, hasta su posición actual. Subsecuentemente, un nuevo ciclo de denudación ha producido profundos valles en las zonas montañosas que ahora disectan las superficies y las dividen, quedando como reliquias en las zonas altas de las montañas.

La elaboración de una superficie erosiva presupone la existencia de una zona levantada, donde se verifica la denudación, y otra deprimida, donde se acumula el material previamente transportado. Evidentemente este mecanismo de proceso-respuesta está condicionado por el medio ambiente existente en ese lapso de tiempo y, tanto sus características como las del medio sedimentario, así como las posibles circunstancias paleomorfológicas y tectónicas, quedarán impresas en el registro sedimentario.

Es por tanto imprescindible estudiar este modelado en interconexión con sus depósitos correlativos, tratando de establecer un modelo evolutivo acorde con las circunstancias reinantes en esa época.

1.1. Rasgos morfológicos

A lo largo de todas las Sierras Exteriores se comprueba la existencia de vastos arrasamientos, a alturas que siempre superan los 1.000 m., o bien a modo de pequeños retazos salpicados en el relieve (fig. 5).

Aunque es frecuente que estos replanos sostengan una cierta inclinación, a veces acorde con el sentido del buzamiento de los estratos, su característica principal es el truncamiento de estructuras preexistentes; bien sean pliegues, estratos inclinados (foto 3), cabalgamientos o la propia red de fracturación.

Los restos que aún se conservan lo hacen, evidentemente, sobre las

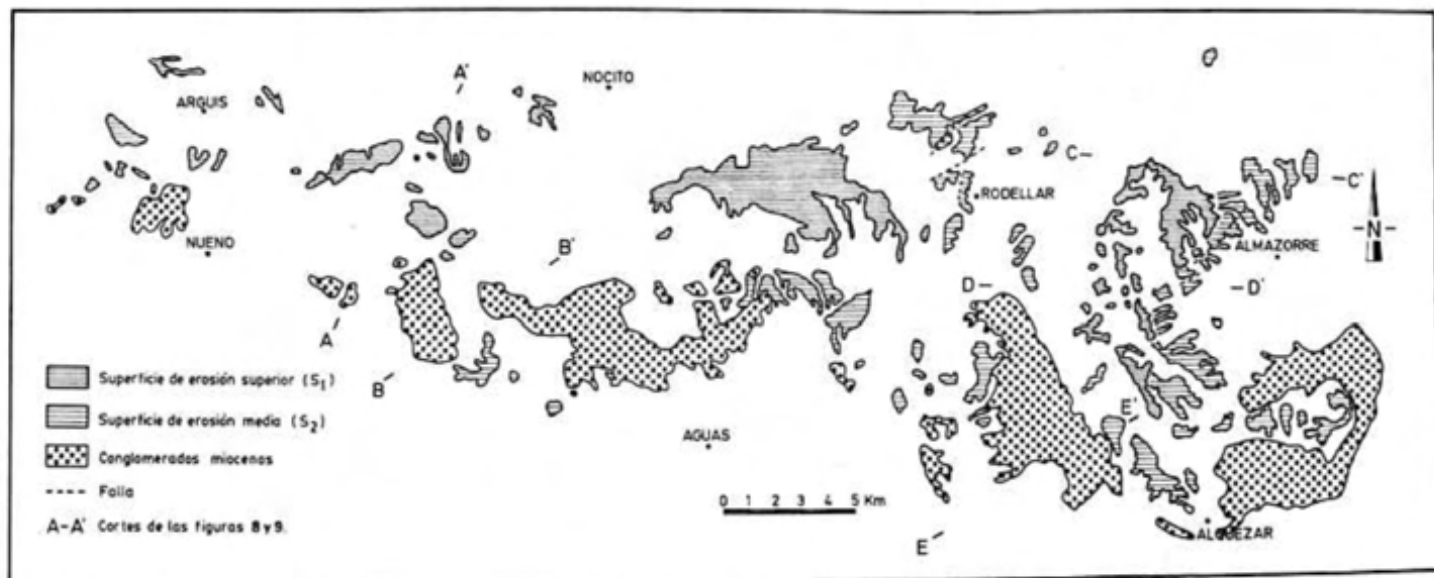


Figura 5. — Distribución general de las superficies de erosión y conglomerados miocenos.

rocas más consistentes, bien sea en las calizas del Cretácico y Eoceno, en las areniscas y conglomerados eocenos o en los conglomerados oligo-miocenos.

La continuidad de estos arrasamientos hacia el N parece intuirse en la alineación, a igual altura, de las crestas de las sierras arenisco-conglomeráticas de Ibirque, Lupera y Aineto, con cimas descendentes hacia el río Guarga. Hacia el S la continuidad es algo más compleja, aunque ya hablaremos de ello más adelante.

Estos retazos alineados en dirección E-W, siguiendo la topografía de las Sierras, se ven interrumpidos por profundas excavaciones de los ríos principales que disectan su superficie. Otras veces, estos arrasamientos aparecen desnivelados, por fracturación (foto 5), o buzando en el mismo sentido que algunas estructuras mayores de plegamiento; lo que en principio nos induce a pensar en una cierta actividad tectónica que ha perturbado la primitiva disposición de las superficies.

Los criterios para distinguir entre la existencia de una o varias superficies de erosión se presentan por tanto algo problemáticos. De todas formas, existen dos circunstancias que permiten en estos casos llegar a discernir, con cierto grado de confianza, la presencia de una o más fases erosivas. Por un lado, la cartografía geomorfológica detallada, por otro lado la localización de áreas privilegiadas donde dos o más superficies puedan estar interrelacionadas, de forma que se aprecien las excavaciones y arranques de la edad más reciente sobre la más antigua.

En base a estas observaciones, podemos afirmar la existencia de tres niveles de arrasamiento, con características propias, que se distribuyen de manera diferente a lo largo de las Sierras.

1) El nivel más elevado o *superficie de erosión superior de las Sierras* (S_1) se localiza en las partes altas de la montaña; bien en sus cimas, en forma de una superficie de cumbres, o en la parte superior de las vertientes, originando amplios replanos erosivos o estrechas cornisas residuales adosadas al relieve escarpado.

La cartografía geomorfológica detallada de este nivel superior de arrasamiento ha permitido comprobar su existencia en los flancos N y S de las Sierras, pudiendo incluso establecerse una comunicación entre ambos por medio de zonas interfluviales que les sirven de tránsito.

Las alturas a la que se localiza son muy variables, oscilando entre 1.100 m. y 2.000 m. (fig. 6). Esta amplia variación de altitudes se debe a que la superficie ha sido deformada con posterioridad a su elaboración, por lo que sus pendientes y distribución altitudinal han variado sensiblemente. Esta circunstancia presenta una serie de dificultades a la hora de asignar un retazo de superficie, aislado en el relieve, a un nivel determinado de erosión; ya que no existen criterios tangibles que en este caso nos permitan realizar una correspondencia segura. De todas formas, ejemplos como este no suelen abundar y casi siempre existe algún criterio geomorfológico de correlación.

La continuidad lateral de este aplanamiento ya fue observada por Barrere (1951) que cartografió su situación aproximada. La utilización más



Foto 1. — Superficie de erosión superior de las Sierras a 1.700 m. de altitud, en la vertiente N. de Sierra Guara.



Foto 2. — Superficie de erosión superior de las Sierras en el Plano de Cupierlo (Guara), sobre la que se ha instalado un campo de dolinas.



Foto 3. — Retazos de la superficie de erosión superior de las Sierras en la vertiente S de Guara, con vista al Oeste.



Foto 4. — Superficie de erosión media de las Sierras en la margen derecha del río Vero (Eripol).



Foto 5. — Vista general al W de la zona de Rodellar, con aplanamientos escalonados correspondientes a la superficie de erosión media (S_2). A la izquierda el Bocazal de los Gatos (río Alcanadre), a la derecha el cañón de Mascún y la sierra Lupera.

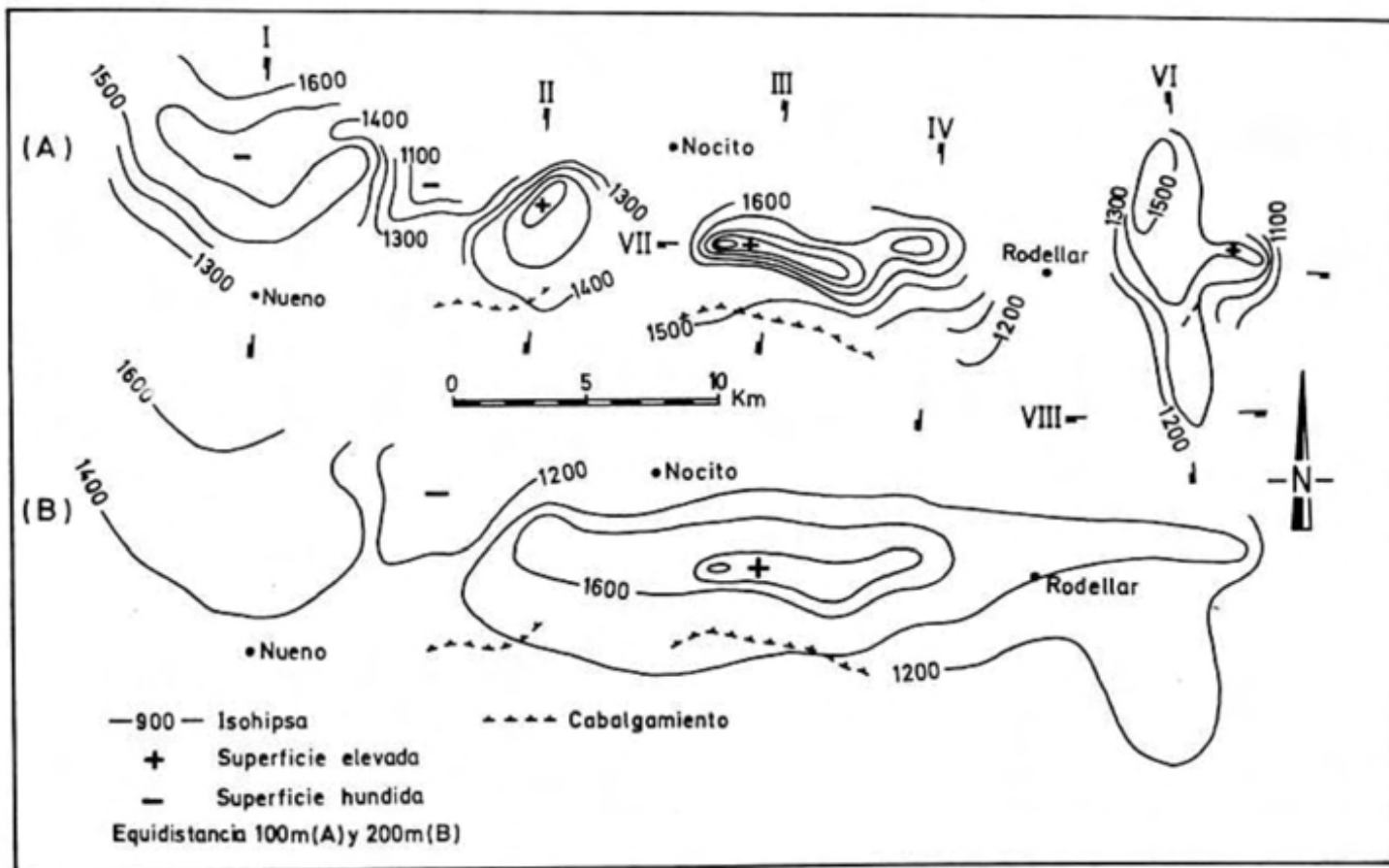


Figura 6. — Mapa de tectonomorfoisohipsas de las Sierras Exteriores: superficie de erosión superior de las Sierras (S_1). A) Valores reales, B) Tendencia general. Cortes morfotectónicos en la figura 12.

reciente de la fotografía aérea permite alcanzar un mayor nivel de compromiso, al delimitar y situar dicho modelado en el relieve (fig. 5).

En el área occidental de las Sierras, los restos de esta antigua superficie son de extensión restringida, circunscribiéndose a los puntos más elevados de las Sierras de Gratal, el Aguila y Gabardiella (fig. 8, corte A-A'), entre 1.300 m. y 1.600 m. Igualmente se aprecia una doble inclinación a ambos lados de las divisorias principales, con pendientes comprendidas entre 4° y 18° y la característica de que las vertientes actuales se adaptan, en su morfología y sentido, a la inclinación de dichos aplanamientos.

El área central, o sierra de Guara, es donde mejor se desarrolla la superficie erosiva, sobre todo hacia el N (fotos 1 y 2), donde arrasa de manera uniforme la estructura suavemente plegada de las calizas eocenas con una pendiente de 3,5°, mientras que hacia el S (foto 3) es de unos 14°. Entre ambos flancos se establece una zona de transición que se ubica en la cabecera del barranco de La Teja, entre el Tozal de Cubillas y el Cerro Cabeza (fig. 14).

En el área oriental, sierras de Balcés y Sevil, el arrasamiento fue igualmente amplio, pero con inclinación generalizada hacia el E (fig. 9, cortes C-C' y D-D' y pendientes menores de 8°. Esta tendencia parece deberse igualmente a un condicionamiento estructural por las calizas eocenas.

La conservación en el relieve de este modelado erosivo es función de la litología básicamente calcárea y de la estructura, que ha favorecido su permanencia. No obstante, los procesos erosivos posteriores han incidido linealmente sobre él, excavando profundos barrancos y amplias zonas deprimidas que han impedido localmente un estudio más intenso.

Así pues, los rasgos morfológicos principales que presentan en la actualidad esta superficie superior son:

- Localización en zonas elevadas, entre 1.100 y 2.000 m.
- Carácter netamente erosivo.
- Adaptación a la estructura general de las Sierras.
- Doble inclinación N y S a partir de la divisoria principal de aguas.
- Pendientes menores de 18°.

2) A alturas inferiores a la «superficie superior de las Sierras», se localizan otra serie de replanos ubicados en áreas más restringidas, sobre todo en el sector centro-oriental.

La cartografía geomorfológica, que adjunta este trabajo, ha permitido sintetizar la distribución de esta *superficie de erosión media de las Sierras* (S₂) en las figuras 5 y 7, con un desarrollo algo más reducido que el nivel inmediato superior y entre las cotas de 800 m. y 1.400 m.

En el área occidental los únicos retazos observados se localizan a ambas márgenes del río Guatizalema, al N de Santa Eulalia la Mayor. El de la margen derecha, en la Sierra de San Julián de Banzo (fig. 8), está a unos 1.100 m. de altitud y enrasa perfectamente con el techo de los depósitos conglomeráticos. Ambos se instalan sobre las calizas eocenas y su inclinación es hacia el S.

El área central está bien representada y posee algunos retazos bastante

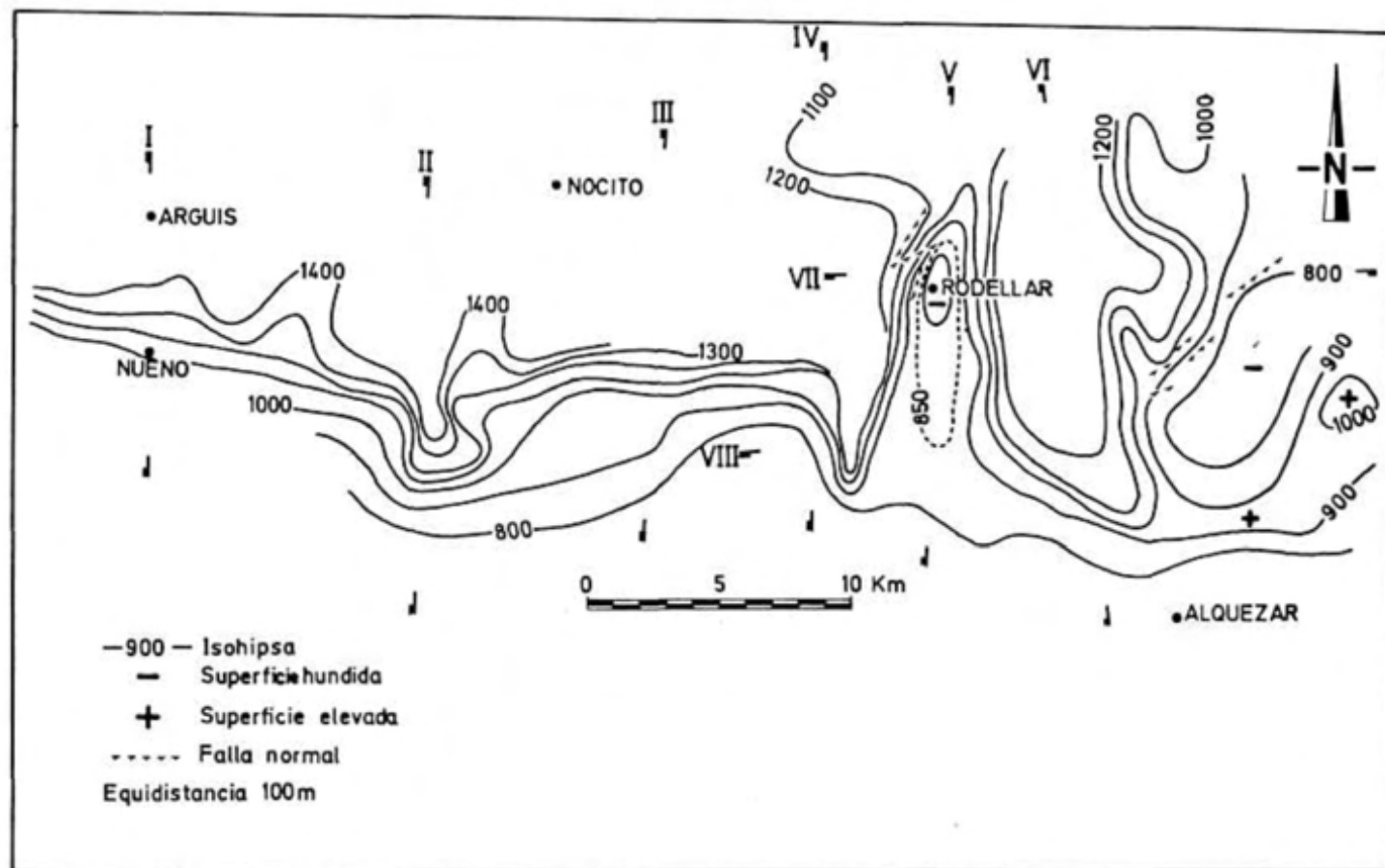


Figura 7. — Mapa de tectonomorfoisohipsas de las Sierras Exteriores: superficie de erosión media de las Sierras (S_2). Cortes morfotectónicos en la figura 12.

continuos al S de Sierra Guara, en las inmediaciones de Santa Cilia y Bastaras, y en el valle del Alcanadre, tanto a su salida por Morrano (fig. 9, E-E') como en los alrededores del río Mascún. El primero de ellos es un buen ejemplo de superficie de erosión en roca dura, apreciándose su arranque perfecto al pie de las Sierras (1.000 m.) y descendiendo de manera uniforme (4.º) hasta enlazar con los conglomerados oligo-miocenos a los que arrasa suavemente (800 m.). Algo parecido es lo que sucede al E de Morrano, donde las calizas erosionadas parecen enlazar con los conglomerados. En los alrededores de Rodellar la situación se complica, puesto que dichos aplanamientos se encuentran desnivelados y escalonados por fallas normales entre 800 m. y 1.200 m. (foto 5) y siguen pendientes hacia el N y E, adaptándose a la paleomorfología del valle de Rodellar, con ángulos comprendidos entre 0º y 15º.

El área oriental también se encuentra bien representada, con restos de este nivel medio a lo largo de toda la margen derecha del río Vero (fig. 9, C-C', D-D') (foto 4), desde Almazorre hasta Alquézar y conformando las cimas aplanadas de la sierra de Cunarda, al N de Colungo. En la primera zona, los aplanamientos se instalan sobre calizas eocenas y parece intuirse su enrase con la cima de los chevrons en areniscas eocenas; la inclinación general es unos 10º hacia el E. En la segunda zona, la superficie erosiva empalma con la deposicional de los conglomerados oligo-miocenos y ambos poseen una suave inclinación hacia el S.

La conservación en el relieve de este modelado erosivo es, al igual que el nivel superior, una consecuencia de la litología y la estructura. Así pues, los rasgos morfológicos principales que presenta en la actualidad son:

- Localización a altitudes medias, entre 800 m. y 1.400 m.
- Carácter erosivo y acumulativo.
- Se presenta en forma de orla, alrededor de la superficie superior.
- La inclinación es variable, dependiendo del área en concreto y adaptándose a la paleomorfología.
- Pendientes menores de 15º, con predominio de las de 5º a 10º.

3) Por debajo de estos dos aplanamientos, anteriormente descritos, se encuentra la *superficie de erosión inferior de las Sierras* (S_3), muy pobremente desarrollada y que empalma perfectamente con las acumulaciones detríticas pliocuaternarias de las que se hablará en un capítulo próximo.

Se localiza en el sector centro-meridional de la hoja 248 (Apiés), entre San Julián de Banzo y Santa Eulalia la Mayor, cepillando las calizas eocenas y los conglomerados y areniscas aquitanienses, de forma que crea una rampa de elevada pendiente en la zona de raíz, unos 15º, e inclinada hacia el Sur. Ya fuera de las Sierras, en el Somontano de Barbastro, se conservan algunos retazos de esta superficie que enrasan con la base de la acumulación pliocuaternaria y que se ha elaborado a favor de los materiales plegados (areniscas, margas y yesos) del anticlinal de Barbastro; cuya continuación oriental (Serra Llarga) se encuentra igualmente arrasada y ha sido estudiada por Peña (1980), encontrando las mismas características y datación que al Oeste del río Cinca.

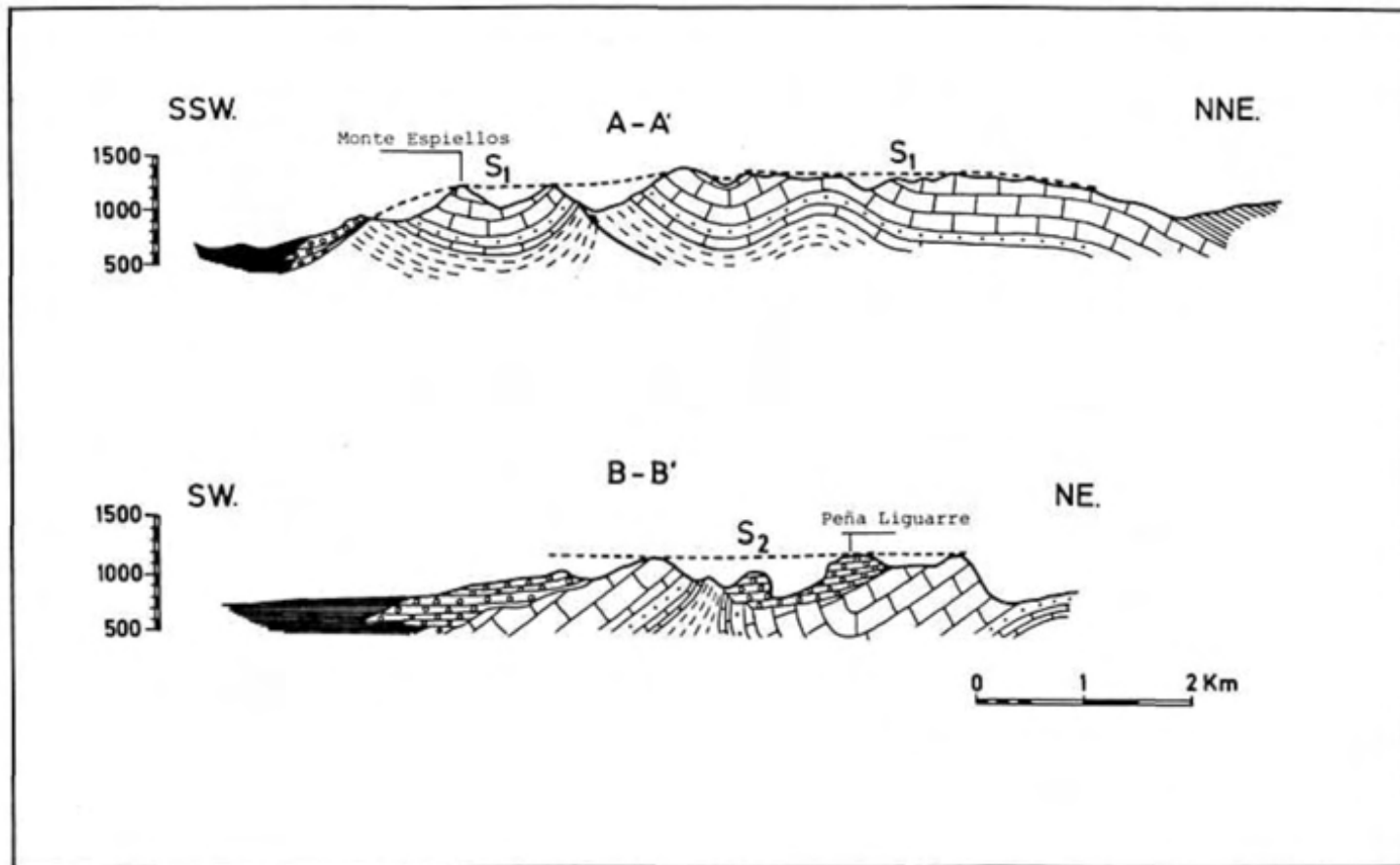


Figura 8. — Cortes geológico-geomorfológicos de la sierra Gabardiella-Vadiello. S_1 Superficie de erosión superior. S_2 Superficie de erosión media.

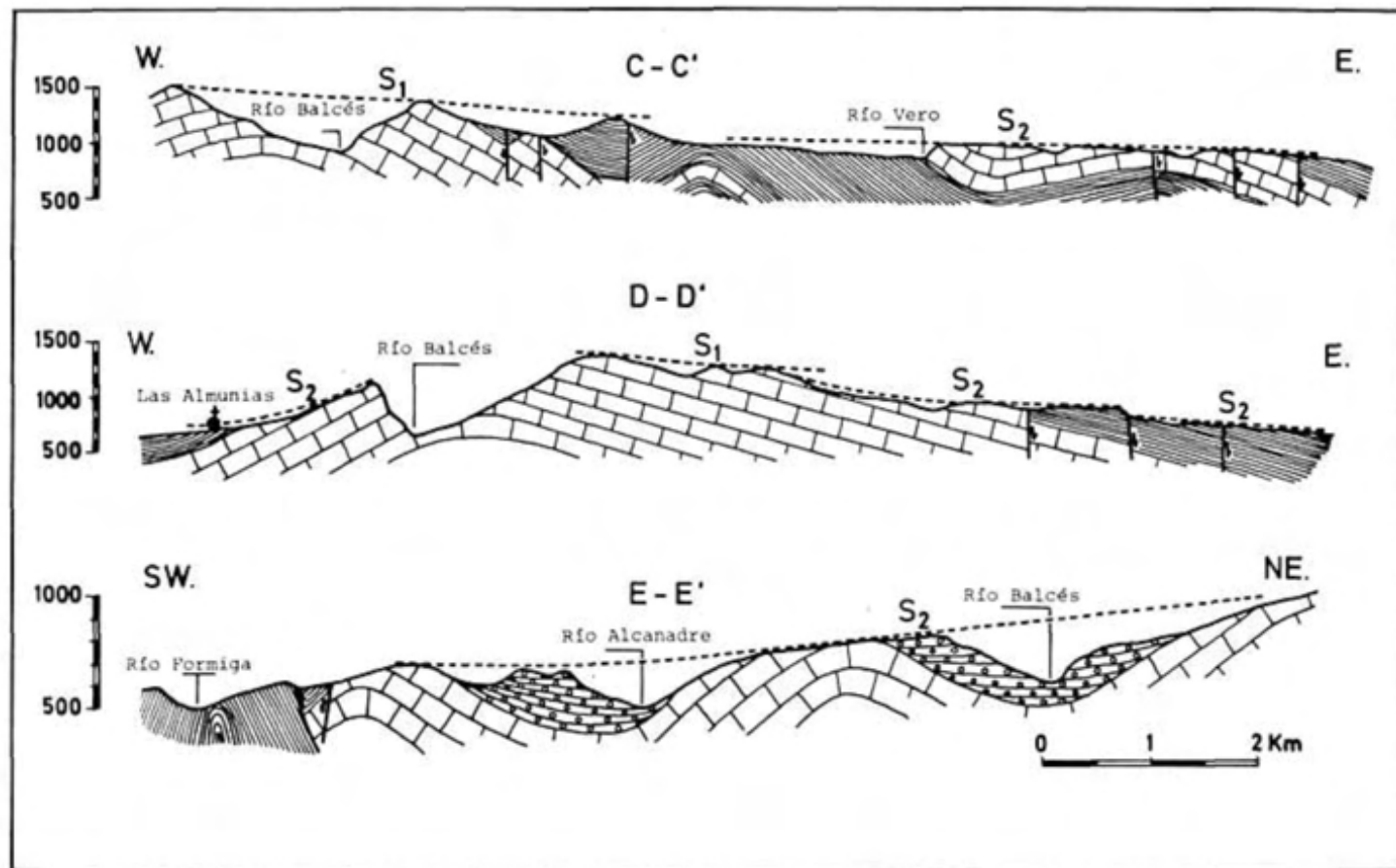


Figura 9. — Cortes geológico-geomorfológicos de las sierras Balcés-Sevil. S₁ Superficie de erosión superior. S₂ Superficie de erosión media.

El estudio de las superficies de erosión en la zona de las Sierras Exteriores fue iniciado por Barrère (1951), reconociendo tres niveles escalonados en el relieve: el primero de ellos lo denomina «superficie superior de Sierra Guara», por su localización y mejor desarrollo en las cimas de esta sierra, a una altura aproximada de 1.700 m., sobre todo en su margen septentrional (Plano de Cupierlo). Por debajo de esta superficie, entre 1.700 m. y 1.500 m., define un nuevo aplanamiento más generalizado que se extiende a lo largo de todas las Sierras y que denomina «superficie Senil general de las Sierras». A menor altitud observó una serie de aplanamientos parciales, que parecían enrasar con la superficie de colmatación de las «pudingas oligo-miocenas» del borde montañoso meridional; localizándolos a alturas comprendidas entre 1.500 m. (al Oeste) y 1.300-1.380 m. (al Este).

Al Oeste de nuestra zona, en el Prepirineo navarro-aragonés, Barrère (1962) describe una superficie madura elaborada en los relieves del N de la Canal de Berdún y la relaciona con los conglomerados miocenos de la Peña del Sol y parte alta de Riglos. Para ella supone una edad finimiocena, probablemente pontiense.

En base a las observaciones que hemos realizado en las Sierras Exteriores Oscenses, sobre todo en la zona de Guara, es factible fundir los dos aplanamientos superiores (superficie superior de Sierra Guara y superficie senil general de las Sierras) de Barrère en uno sólo, ya que este nivel estaría deformado y comprendido entre las cotas actuales de 1.100 m. y 2.000 m.; por lo que lo denominaremos en adelante *superficie superior de las Sierras*.

El punto clave para el esclarecimiento de este hecho se sitúa en el Plano de Cupierlo (fig. 14), vertiente N de Sierra de Guara, entre 1.650 m. y 1.700 m. de altitud, donde se delimitan con precisión las dimensiones y morfología de la «superficie superior» y se llegan a las siguientes conclusiones:

a) La superficie superior tiene una doble inclinación, al N y al S, sirviendo el eje de Sierra Guara como divisoria apreciándose su arranque perfecto.

b) Entre el Tozal de Cubillas (1.945 m.) y el pico Cabeza (1.868 m.) existe un amplio collado de erosión que permite establecer una continuidad morfológica entre el aplanamiento de la vertiente N (superficie superior de Barrère) y el de la vertiente S (superficie senil general, de Barrère).

c) La vertiente N de la superficie es de escasa pendiente y la meridional tiene una inclinación mucho más acusada, pudiéndose seguir en su descenso hasta el pico Cuna (1.403 m.).

Con respecto a la superficie más baja, que Barrère hace enlazar con el techo de la acumulación oligo-miocena, es perfectamente asimilable a la definida en nuestro trabajo como superficie de erosión media; aunque al comparar nuestra cartografía (fig. 5) con la de este autor (Barrère, 1951) se pueden encontrar algunas disparidades, sobre todo en el área de las Sierras Balcés-Sevil (sector oriental).

1.2. Datación de las superficies

El modelado de una superficie erosiva no es un hecho individual desligado del contexto geológico regional, sino que se encuentra inmerso dentro de una dinámica cortical donde todo hecho tiene una relación íntima con otros sucesos, a veces lejanos en su temática.

La elaboración de un aplanamiento erosivo, ya sea de carácter local o general, es la respuesta directa a un cambio o desequilibrio en las condiciones climáticas y/o tectónicas del medio, siendo acompañado por una acumulación de sedimentos contemporáneos, en áreas de menor altitud. Esta correlación erosivo-sedimentaria la utilizaremos como criterio a la hora de datar la génesis de las superficies erosivas, así como otras circunstancias de carácter estratigráfico y tectónico.

La *superficie superior de las Sierras*, según el mapa de tectonomorfoisohipsas (fig. 6), se presenta en la actualidad con una topografía desnivelada, con zonas hundidas y umbrales, que demuestran una perturbación tectónica postarrasamiento.

Esta superficie deformada no parece enlazar con ningún resto de superficie ni con acumulaciones sedimentarias, sino que se interrumpe de forma brusca con un escarpe bien marcado. Sólo al N parece intuirse una continuación con las cimas arrasadas de las Sierras de Ibirque, Lupera y Aineto, compuestas por detríticos (conglomerados y areniscas) de edad Sannoisiense.

De hecho, estos mismos materiales oligocenos, al N de las cuencas de Arguis y Belsué, han sido cartografiados como arrasamientos a unos 1.400-1.500 m. de altitud y correlacionados con este mismo nivel.

Se comprueba por tanto que este nivel superior se instala sobre todos los tipos de litología existentes en las Sierras, hasta el oligoceno inferior inclusive.

Desde el punto de vista estructural, es factible realizar otra serie de interesantes observaciones: tanto los pliegues N-S como los de dirección E-W, al igual que la red de fracturación, son denudados por dicha superficie; lo que nos habla de su elaboración posterior. Según Seguret (1972), la formación de pliegues anómalos N-S parece ser motivada por un esfuerzo compresivo, procedente del E, consecuencia del desplazamiento hacia el S de la «unidad despegada central».

Las estructuras de fracturación observadas en la zona de Guara-Balcés (Rodríguez Vidal, 1982 a) y en las Sierras Marginales catalanas (Pocovi, 1978, 1979), sugieren la presencia en profundidad de una fractura en dirección, o conjunto de ellas, NE-SW con movimiento sinistro, capaz de generar en cobertera unas fracturas en familias conjugadas de Riedel. La reactivación de este desgarré de zócalo parece ser simultánea al deslizamiento de la unidad surpirenaica central durante el Oligoceno Superior (post-Sannoisiense, pre-Aquitaniense).

La falta de conexión entre esta superficie erosiva con las molasas de edad Aquitaniense y su posterior o casi simultánea elaboración a las estruc-

turas de plegamiento y fracturación nos acotan la edad inicial al Estampiense y probablemente Chattiense, coincidiendo con los depósitos conglomeráticos de esta última edad datados por Rojas et al. (1971).

Se comprueba igualmente que esta superficie superior enrasa con la discordancia finioligocena que separa los depósitos conglomeráticos plegados del Chattiense con los subhorizontales del Aquitaniense, permaneciendo oculta en el piedemonte bajo las molasas miocenas.

La *Superficie de erosión media* se elabora con posterioridad a la superficie superior, ya que se encuentra a menor altura y se aprecia, en algunas zonas, el arranque perfecto de la primera sobre esta última (fig. 9, C-C', D-D').

Según el mapa de tectonomorfoisohipsas (fig. 7), las deformaciones de este nivel de aplanamiento no son muy acusadas, salvo en algunas zonas deprimidas, como el valle del Alcanadre en Rodellar (foto 5) y el del río Vero al N. de Alquézar.

La inclinación es bastante irregular, aunque se adapta de forma aproximada a la topografía actual, lo que hace suponer que en ese momento los rasgos principales del relieve ya estaban constituidos.

Esta superficie erosiva parece enlazar, con bastante precisión, con el techo de los conglomerados postectónicos de la formación Sariñena (Quirantes, 1969), que fueron datados como aquitanienses en la base de esta serie por Crusafont et al. (1966) en los alrededores de Santa Cilia. Sin embargo, cuando estos conglomerados se encuentran basculados, como consecuencia de una discordancia progresiva sinsedimentaria, el aplanamiento afecta suavemente al techo de la serie. De igual manera, y gracias a la fuerte erosión actual-preactual, han quedado al descubierto unos paleoumbrales en calizas eocenas que fueron arrasados y cubiertos por los materiales conglomeráticos.

Parece deducirse que la formación Sariñena, y sobre todo su facies de borde, es una consecuencia de la generación al pie de las Sierras de una superficie erosiva que, muy probablemente, continuó funcionando con posterioridad al Aquitaniense.

Por último, la *Superficie de erosión inferior* es de características muy locales y se encuentra poco desarrollada. Lo que sí es evidente es su situación topográfica y morfológica más baja, su arranque al pie de las Sierras instalándose sobre los detríticos miocenos y el enlace superficial con el techo del nivel inferior de glaciares pliocuaternario.

1.3. Procesos posteriores a los aplanamientos

Al definir las características morfológicas de las superficies erosivas, localizadas en el área de Sierras Exteriores, y hacer una aproximación a la edad de génesis y evolución de dichas superficies, han surgido una serie de circunstancias geológicas post-erosivas que son muy significativas dentro de la historia geológica del Terciario.

1. Deformación tectónica

Es evidente que los niveles de aplanamiento superior y medio han sido deformados y perturbados con respecto a su disposición original de elaboración. En este sentido, la geomorfología juega un interesante papel geológico, puesto que facilita unos criterios de definición, cuantificación y datación de fases de deformación, en el caso de ausencia o escasez de criterios estratigráficos y paleontológicos.

Todo el conjunto de deformaciones que afectan a ambos niveles de arrasamiento (Oligoceno superior y Mioceno) han podido ponerse de manifiesto, a nivel macroestructural, mediante la reconstrucción de la geometría actual de dichas superficies y su representación en mapa de isohipsas (figs. 6 y 7).

Con respecto a la superficie fini-oligocena, aparecen claramente manifiestos los dos grandes abombamientos en torno a las sierras de Guara y Gabardiella, separados por el río Guatizalema. El suavizamiento de las isohipsas (fig. 6 b) nos demuestra la existencia de un domo alargado en dirección pirenaica que abarca a la mayor parte de las Sierras Exteriores, flanqueado por una zona deprimida que coincide actualmente con las pequeñas cuencas intramontanas de Arguis y Belsué.

La datación de esta fase de deformación se situaría con posterioridad a la superficie superior y previa a la inferior; o sea, fini-oligocena (Chattienense), coincidiendo con la fase de plegamiento en las Sierras Marginales y la *mise en place* del manto de Gavarnie (Puigdefábregas y Soler, 1973), (Pocovi, 1978). Esta fase compresiva se amortigua en el inicio del Mioceno (Aquitaniense), originando un relieve enérgico que permite la génesis de la superficie de erosión media.

Así pues, tanto el nivel de arrasamiento superior (S_1) como el medio (S_2) son la respuesta morfológica en las Sierras a una doble fase de deformación; la primera pre-oligocena (Eoceno Superior) y la segunda fini-oligocena, ésta última representada estratigráficamente en la discordancia de Agüero-Riglos (Puigdefábregas y Soler, 1973).

La superficie intramiocena (S_2) presenta una deformación observada, sobre todo, en el área oriental (fig. 7) en forma de fosas, normalmente en su flanco oeste, como ocurre en los alrededores de Rodellar (foto 5) y en la margen derecha del río Vero (foto 4).

La fracturación, que afecta tanto a esta superficie erosiva como a los conglomerados miocenos, sigue una dirección aproximada NE-SW, muy probablemente heredada de la que se originó durante el Oligoceno superior (Rodríguez Vidal, 1982 a).

Esta fase distensiva se dataría, de una forma amplia, como post-Aquitaniense y pre-Pliocuaternario, ya que no llega a afectar a los depósitos modelados en glaciares generados en esa edad.

1 a. Deformación en el sinclinal de Rodellar

Dentro de esta estructura de eje N-S se han localizado unos aplanamientos erosivos que, en un contexto regional, se definen como pertene-

cientes a la «superficie de erosión media de las Sierras» generada en el Mioceno.

La inclinación de estos retazos aplanados sigue en líneas generales el buzamiento de los estratos, aunque los arrasa en superficie, afectando tanto a las calizas del Eoceno medio como a las areniscas y conglomerados del Eoceno superior. Por el contrario, con los conglomerados aquitanienses que afloran en la zona S se aprecia un enrase perfecto (fig. 9, E-E'); lo que corrobora en este punto la edad intramiocena de la superficie.

En los alrededores de Rodellar se aprecia cómo estos arrasamientos se encuentran desnivelados, con respecto a su posible posición original (foto 5). Las isohipsas (fig. 7) de este «nivel medio» demuestran, en primer lugar, un hundimiento de amplio radio que sigue la directriz del pliegue y que acrecenta la inclinación de la superficie hacia su eje y, posteriormente, una fracturación NE-SW que afecta a la superficie una vez que ha sido basculada.

Estas prolongadas e importantes fracturas son fácilmente visibles en fotografía aérea pero no tan sencillas de visualizar en campo, aunque los escarpe tan netos que presentan, y a veces el contraste brusco de litologías o la desaparición por hundimiento de uno de los labios, nos permiten deducir su presencia.

Los desniveles que se originan entre los retazos aplanados son considerables, a veces de varias decenas de metros, proporcionando al relieve un aspecto de peldaños escalonados y fuertemente disectados por la red fluvial, con cañones de cientos de metros de profundidad.

Unos mil metros al S del Rodellar se ubica una fractura de dirección aproximada NE-SW, de largo recorrido, que atraviesa el sinclinal de flanco a flanco. Las observaciones de campo llevadas a cabo (en el punto P de la fig. 10), nos muestran un conjunto de planos de falla de 050° a 070° de dirección y de 50° a 80° de buzamiento al SE., con estrías de fricción de unos 20° a 50° al SW y una brecha de falla que puede alcanzar el metro de espesor. En este punto, la disposición de las estructuras es compatible con una falla normal dextral de orientación $060, 70$ SE y un pitch de 45° .

A medida que nos desplazamos hacia el oeste, el escarpe morfológico aumenta y el labio superior llega a ocultarse bajo los depósitos de terrazas recientes, del río Alcanadre (esquema geomorfológico de la fig. 10); en cambio, hacia el Este, el sentido del movimiento parece ser inverso, ya que las calizas están, topográficamente, por encima de las areniscas y existe además un plano de discontinuidad que las pone en contacto. Esta disposición apunta hacia un movimiento «en tijera» de la falla (fig. 10), compatible con la idea de que fuese en principio un desgarre sinistro reactivado con posterioridad.

De igual forma, en la margen derecha del río Vero o flanco oriental del anticlinal Balcés-Sevil, se aprecia un elevado número de fracturas cartográficas de dirección aproximada NE-SW que afecta tanto a las calizas como a las areniscas eocenas, y, en algunas ocasiones, desnivela los retazos de la superficie de erosión media. Las observaciones realizadas en la depresión de Bárcabo, unos 500 m. al S de Almazorre (fig. 11), nos evidencian la

ESQUEMA GEOMORFOLOGICO

Sinclinal de Rodellar



0 1 2 Km

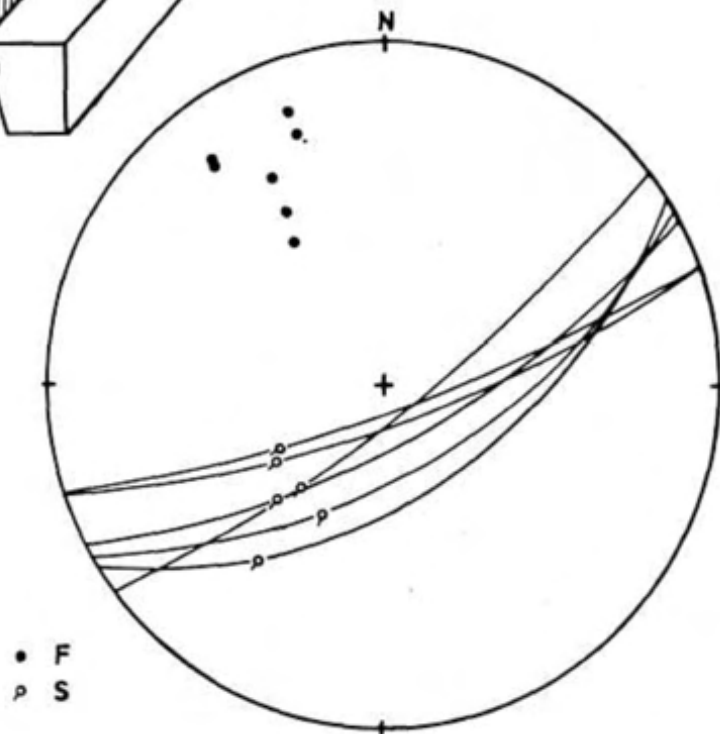
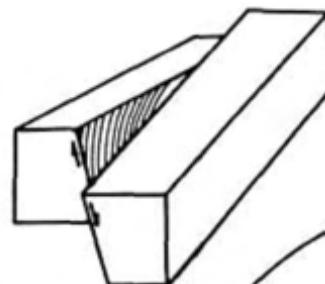


Figura 10. — Proyección estereográfica (red Wulff) de los planos de falla (F) y estrias (S) de los espejos de fricción, al SE de Rodellar (P).

existencia de una falla normal sinistral de orientación 060, 90 y un pitch de 42°, aunque el abanico de fracturas oscila entre 55 y 75° de rumbo. En el punto P de observación (fig. 11) el salto de falla es de 3 m., con una brecha de falla de aproximadamente 1 m. de espesor.

La edad de esta deformación es difícil de averiguar con exactitud, ya que la superficie de erosión a la que afecta no tiene una datación muy precisa; aunque el inicio de su elaboración se situaría en el Mioceno inferior, pudiendo llegar hasta el Mioceno medio. Por tanto, el basculamiento de la superficie y el hundimiento de bloques por reactivación de antiguas fallas, son dos eventos tectónicos sucesivos y a su vez simultáneos que se producirían a lo largo del Mioplioceno.

1 b. Intensidad de las deformaciones

Aunque desconocemos la pendiente original de la superficie de erosión superior de las Sierras (S_1), antes de ser deformada, es factible que fuese bastante horizontal con una cierta inclinación hacia el S.

Los mapas de isohipsas (fig. 6) nos demuestran que este arrasamiento fue perturbado, con una intensidad variable a lo largo del relieve. Cabría por tanto preguntarse si la deformación ha afectado desigualmente a las Sierras o es el resultado de interferencias con fases tectónicas posteriores.

Las isohipsas de la superficie de erosión media (S_2) (fig. 7) se encuentran igualmente perturbadas, pero con una intensidad algo mejor distribuida, orlando la superficie S_1 y con pendientes hacia el S y el E. De todas formas, parece existir un punto en común, y es que las macroalineaciones tectónicas que definen las deformaciones de ambas superficies poseen direcciones muy parecidas, lo que podría interpretarse en el sentido de que las dos fases de deformación (finioligocena y miocena) han actuado de forma semejante; o bien que ésta última lo ha hecho con mayor intensidad, ocultando en parte las características de la primera, siendo el resultado final una interferencia de ambas. Esta circunstancia se aprecia fácilmente si realizamos varios perfiles en los mapas de isohipsas, enfrentando las perturbaciones que experimentan las superficies; el resultado (fig. 12) es que, salvo excepciones, ambos aplanamientos definen curvas casi en completa continuidad, con zonas elevadas y deprimidas que enlazan perfectamente, salvo el escarpe morfológico, entre las superficies, por lo que se puede casi asegurar que la segunda fase de deformación (miocena) fue más intensa que la anterior, siendo la causante principal de la mayor parte de las perturbaciones que actualmente observamos en ambas superficies de erosión.

No obstante, no todos los puntos han sido afectados con la misma intensidad. La máxima deformación se aprecia en el eje actual de la Sierra de Guara (E-W), con movimiento vertical positivo, y en sus flancos (zonas de Arguis-Belsué, Rodellar y río Vero), con hundimientos relativos. El tránsito entre elevaciones y depresiones se verifica por medio de planos con fuerte pendiente, donde la estratificación y las superficies erosivas sobrepuestas guardan inclinaciones elevadas y parecidas.

ESQUEMA GEOMORFOLOGICO

Depresión de Bárcabo



0 1 2 Km

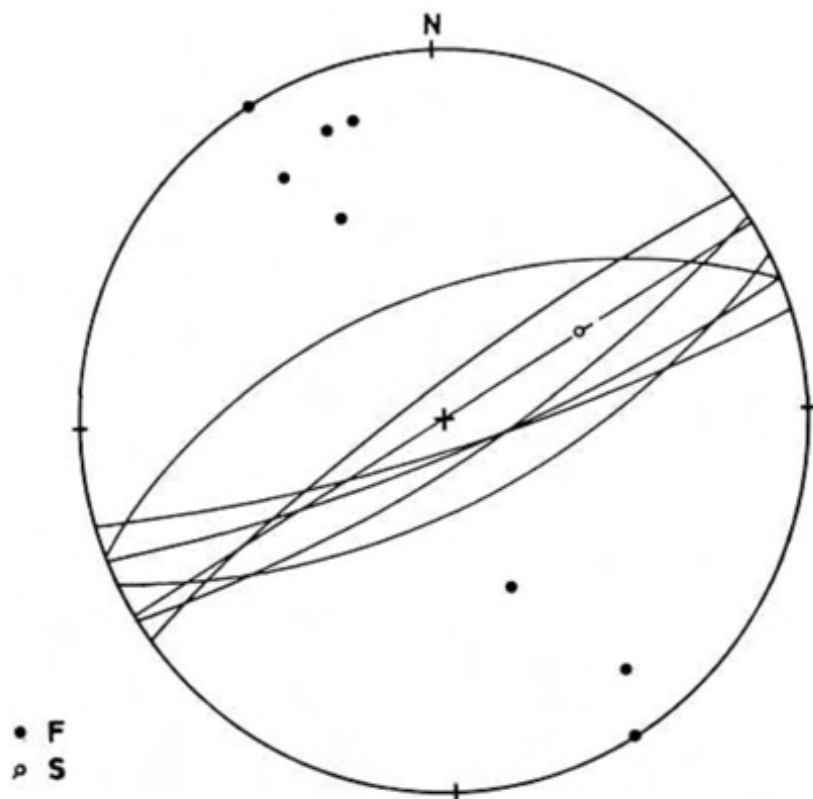


Figura 11. — Proyección estereográfica (red Wulff) de los planos de falla (F) y estrias (S) de los espejos de fricción, al S de Almazorre (P).

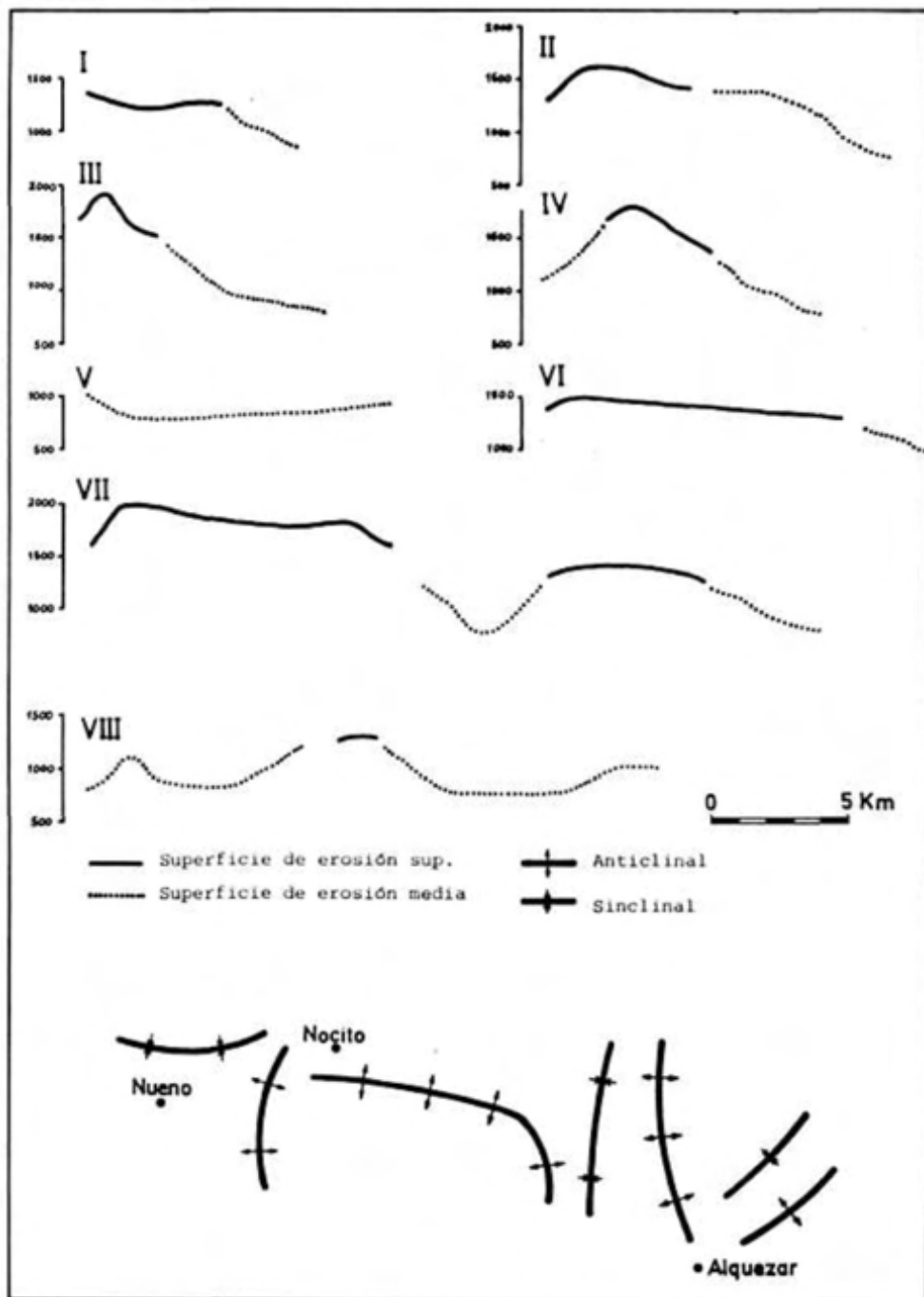


Figura 12. — Cortes morfotectónicos de la deformación de las superficies erosivas en las Sierras Exteriores. (Según figuras 6 y 7.) Esquema de las principales direcciones de pliegues según esta deformación.

Hay que constatar, por tanto, el acusado paralelismo entre el esquema morfotectónico resultante de la fase finioligocena y el correspondiente a la fase finimiocena con la activación de unas directrices estructurales (fig. 12) que aún se conservan en el relieve y que fueron originalmente instauradas durante el Eoceno superior.

La dirección principal de plegamiento es aproximadamente E-W, con interferencias de pliegues N-S que originan abombamientos y hundimientos alargados según estas direcciones.

2. *Otros procesos*

Sobre las superficies erosivas de naturaleza caliza de las Sierras y aprovechando la suave topografía que modelan (menor de 18°), se localiza un relieve kárstico bastante bien desarrollado y cuya génesis fue, evidentemente, posterior a la de dichos arrasamientos (foto 2).

Las formas exokársticas suelen ser depresiones cerradas y orientadas estructuralmente según las direcciones principales de fracturación. Este es el caso del campo de dolinas de Cupierlo, en la sierra de Guara (Rodríguez Vidal, 1982 a), donde las fracturas NE-SW, al igual que las direcciones de pliegues, condicionan el alineamiento (foto 8) y elongación de las depresiones. Los lapiaz suelen ser destruidos en cotas elevadas por la gelifracción, encontrándose preferentemente en la superficie de erosión media (S_2), con formas del tipo «rillenkarren» (foto 10) y «bogaz» (foto 11), este último con un claro control estructural.

En profundidad, ocurre también una cierta coincidencia de localización y desarrollo de cuevas y simas bajo estas superficies de erosión, como es el caso del Solencio de Bastaras, una cavidad con unos 10 Km. de galerías accesibles.

Relacionado con esta karstificación, y de forma residual, es frecuente localizar suelos rojos, del tipo terra-rossa, rellenando grietas y fisuras, cuya generación parece estar relacionada con un clima mediterráneo húmedo de estaciones muy contrastadas.

A lo largo del Plioceno y Cuaternario, la instauración de la red fluvial en las Sierras ha realizado profundas incisiones que han compartimentado el relieve y, por tanto, las superficies de erosión elaboradas previamente; por lo que éstas han quedado reducidas a fragmentos dispersos que salpican las elevaciones montañosas, configurando un relieve abrupto de aspecto amesetado.

2. KARSTIFICACION

2.1. Modelado kárstico

Dentro de la columna estratigráfica general de las sierras Exteriores, los materiales karstificables ocupan un elevado porcentaje, debido a su

constitución eminentemente caliza. No obstante, existen intercalaciones de rocas no solubles que entorpecen o sirven de separación a varias unidades hidrogeológicas y conceden al macizo una cierta heterogeneidad que lo caracteriza.

El mapa de distribución de zonas kársticas (fig. 13) representa una banda E-W que se ensancha progresivamente desde su extremo occidental (5 Km.) hasta el oriental (25 Km.), formando una especie de triángulo rectángulo. Este engrosamiento se debe a la orientación de pliegues N-S., transversal a la pirenaica que hace aflorar las calizas en una mayor extensión.

Los factores que controlan y permiten que el fenómeno kárstico se produzca son muy variados; entre ellos están los geológicos, que constituyen la descripción del macizo particular que se estudia, con las características litológicas, tectónicas y evolutivas. De esta forma, podemos distinguir una serie de unidades estratigráficas karstificables que se reparten desde el Triásico hasta el Mioceno.

En el núcleo erosionado de los pliegues anticlinales afloran los materiales triásicos, constituidos por la facies Keuper con su típico aspecto de margas abigarradas y evaporitas; sobre todo yeso blanco o rojo en nódulos o masas. Además se encuentran calizas y dolomías tableadas que se distribuyen irregularmente a lo largo de la serie.

Aunque los materiales triásicos no son karstificables, los yesos son de fácil disolución y pueden presentar un modelado superficial tipo lapiaz de crestas agudas y algunas depresiones, como en la Sierra de Gratal, a unos 1.200 m. de altitud. Las dolomías son igualmente factibles de disolverse, pero su escasa potencia y desconexión hidrogeológica no favorecen el desarrollo del karst.

A techo del Triás se presenta un depósito de calcarenitas y calizas arenosas de edad cretácica que, a pesar de su escasa potencia (unos 50 m.), fuerte buzamiento y aislamiento hidrogeológico, en determinadas ocasiones aparece conectado con los acuíferos en calizas eocenas, gracias a la fracturación. Esta serie de circunstancias, minimizan igualmente el modelado exokárstico que puedan presentar.

Separando esta formación de las calizas superiores aparece la facies Garumniense, formada por arcillas y margas arcillosas de características impermeables.

Tanto desde un punto de vista geomorfológico como hidrogeológico, las calizas de la formación Guara son las más interesantes, ya que, aparte de la extensa superficie que ocupan, las potencias son considerables, aumentando de oeste a este: Sierra de Santo Domingo, 25 a 50 m.; río Gállego (San Juan de la Peña), 120 m.; Sierra de Loarre a Sierra de Gabardiella, 400 m.; Sierra de Guara, 500-1.000 m.; entre los ríos Balcés y Vero, 800-1.000 m. y anticlinal de Boltaña, 1.100 m. Al Este de Boltaña las calizas pasan lateralmente a facies turbidíticas proximales, formadas por las margas de Arro; pudiendo aflorar las calizas bajo las margas.

Hidrogeológicamente es el nivel más interesante, no sólo por su potencia, sino por la fuerte fracturación y disolución que experimenta. Debido a

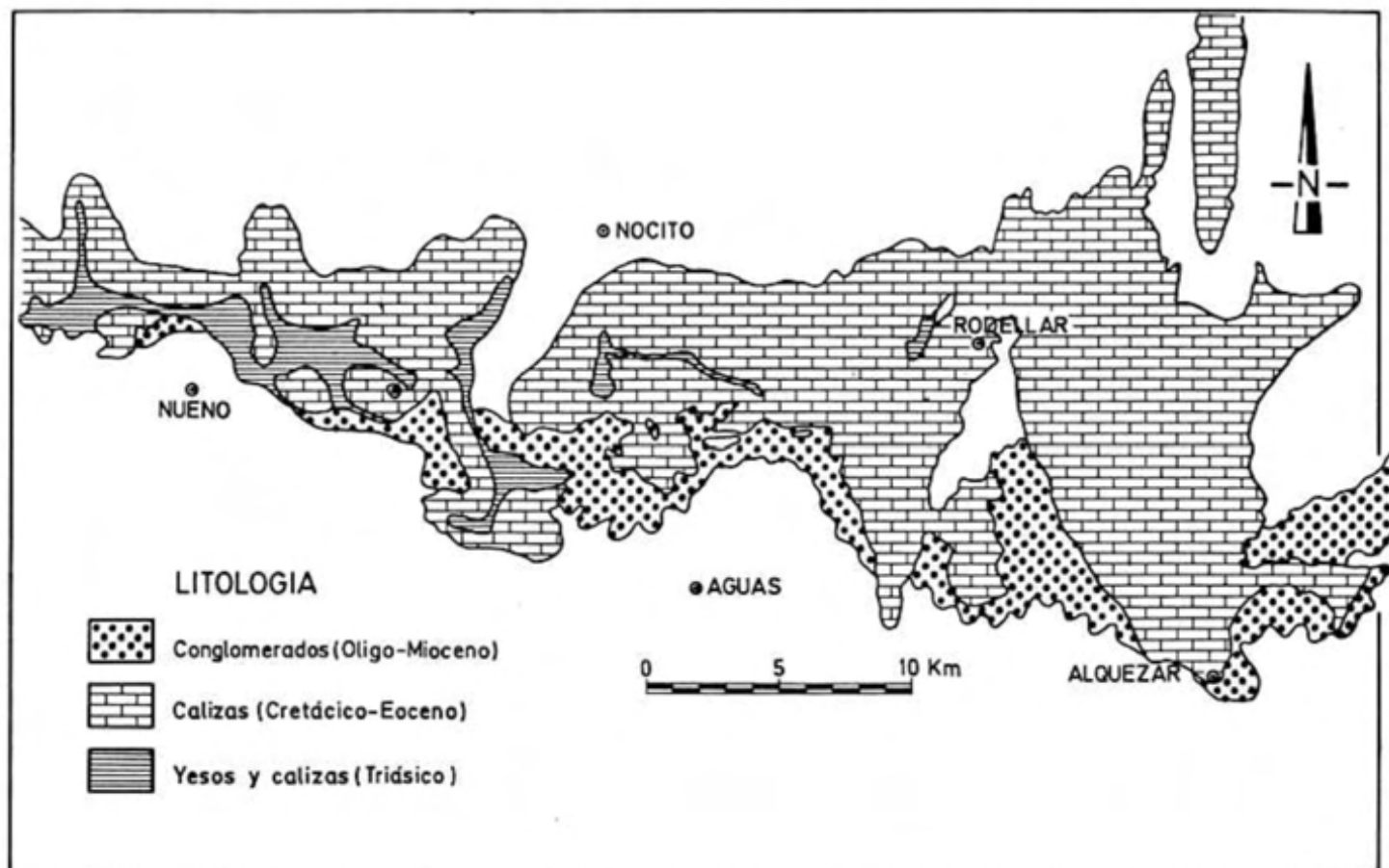


Figura 13. — Distribución de zonas kársticas en el sector central de las Sierras Exteriores.

los cambios texturales y a la variación de espesores de los niveles calcáreos, no existen unos paquetes calizos con mayor permeabilidad que otros, sino que en determinadas zonas, y gracias a la estructura, textura, espesores, alternancias litológicas y cavitación, se facilita el almacenamiento subterráneo de agua.

En la figura 13, esta unidad caliza se ha cartografiado conjuntamente con la del Cretácico, ya que ambas suelen estar interconectadas.

Las calizas de Guara se sellan a techo con los materiales correspondientes a la «transgresión Biarritziense», areniscas, arcillas y margas, que en líneas generales se consideran impermeables y no karstificables.

En la vertiente meridional de las Sierras Exteriores reposan discordantemente, y sobre todas las litologías anteriormente citadas, las molasas miocenas de la formación Sariñena. Hidrogeológicamente, estos conglomerados son interesantes cuando se ponen en contacto directo con las calizas de Guara, ya que tanto sus cantos como el cemento que los traba es calizo; aunque pueden existir variaciones laterales o pequeñas indentaciones de detriticos más finos. La fracturación es menos densa y sigue direcciones muy definidas, por lo que la karstificación está poco desarrollada. No obstante, son fracturas abiertas que controlan el sentido del drenaje subterráneo.

Dentro de los factores geológicos, la Tectónica juega un importante papel, sobre todo si la zona de estudio está fuertemente plegada y fracturada. En las Sierras Exteriores, las sucesivas fases de deformación han creado una serie de estructuras anticlinales y sinclinales, gracias a las cuales se ha favorecido la instauración de formas kársticas mayores, y una densa red de fracturación que ha condicionado la génesis de formas menores.

No obstante, existen otros factores que han sido fundamentales en la evolución kárstica de este sector, como son la climatología durante los tiempos Neógeno-cuaternarios y la evolución de la red fluvial para ese mismo período.

La morfología que se puede apreciar en una zona así es muy característica y se localiza tanto en superficie como en profundidad. Es el resultado no exclusivamente de la karstificación, sino que, paralelamente a ella, se han producido una serie de procesos morfogenéticos que han dado lugar a ciertas formas climáticas, litológico-diferenciales, estructurales, etc., que nada tienen que ver con los fenómenos kársticos y que han proporcionado, a cada región concreta, sus características geomorfológicas generales.

La karstificación, y las formas a ella debidas, constituyen un «añadido» morfológico que se ha ido desarrollando paralela e interdependientemente a la morfogénesis no kárstica. Se comprende, por tanto, lo inadecuado de un estudio karstológico que no se realice dentro del contexto geomorfológico regional.

Actualmente, las formas localizadas en un macizo kárstico se suelen agrupar, según se hayan generado subárea o subterráneamente, en formas exokársticas y endokársticas, respectivamente. Y esto con independencia de la situación en que se encuentren en la actualidad; es decir, que una forma exokárstica puede encontrarse actualmente fosilizada, o a la inversa. El

desmantelamiento del macizo ha podido permitir la exhumación de una forma endokárstica.

En las Sierras Exteriores aragonesas, a pesar de la litología masivamente caliza, de la potencia que alcanza, del favorable condicionamiento estructural y de las precipitaciones relativamente abundantes, la karstificación está poco desarrollada. No obstante, es factible encontrar ciertas zonas que, gracias a sus peculiares características, permiten el agrupamiento de algunas formas kársticas; como es el caso de las superficies de erosión, los ejes de pliegues anticlinales y sinclinales o las zonas densamente fracturadas.

2.1.1. *Depresiones cerradas*

El modelado que evidentemente se encuentra más extendido es el de las depresiones cerradas, que se implanta sobre las superficies de erosión de las Sierras. Algunos ejemplos pueden observarse en la zona de Belsué, Rodellar-Bara y sobre todo en el Plano de Cupierlo (sierra de Guara) a 1.650-1.700 m. de altitud (fig. 14).

El *polje* es la depresión cerrada de mayor tamaño que se localiza en una zona kárstica, aunque cuando es de pequeñas dimensiones puede confundirse con otro tipo de modelado, como la uvala, el valle ciego o el valle kárstico. Muchos autores han definido este término, y tal vez sea Gams (1978) el que mejor lo ha caracterizado: depresión cerrada con vertientes abruptas, fondo plano, drenaje kárstico y un tamaño mínimo para la anchura del fondo que establece en 400 metros.

Este tipo de modelado no es frecuente en las Sierras Exteriores, ya que la estructura de las calizas y la energía del relieve no favorecen su desarrollo; sin embargo, es factible localizar algunos ejemplos, de pequeño tamaño, en áreas dispersas, como en la sierra Gabardiella, al NE de San Julián de Banzo y en la Sierra de Guara. Todos ellos tienen las características que se le pueden asignar a un *polje*, de dimensiones reducidas.

El *polje de las Paüles* se ubica en la parte meridional de la sierra Gabardiella, a 1.326 m. de altitud, y está capturado por el barranco del mismo nombre. Es, por tanto, un «*polje abierto*» de dirección ESE-WNW que se adapta al eje sinclinal de un pliegue colgado en calizas con este mismo rumbo. El fondo está cubierto por arcillas de descalcificación y tiene unas dimensiones actuales de 600 m. por 200 m., aunque en épocas anteriores poseía una mayor longitud. La red fluvial a la que estaba interconectado, río Flumen, se encuentra a 500 m. por debajo del nivel del *polje*, por lo que éste se encuentra abandonado y en fase de desmantelamiento.

El *polje de los Fenales* (foto 7), al S de Used (Sierra de Guara), se instala a favor de un contacto litológico entre las calizas y areniscas eocenas, con una forma alargada de 2.000 m., \times 200 m., y dirección E-W. Progresivamente, y hacia el Oeste, baja de cota, desde 1.480 m. hasta 1.400 m., donde es capturado por el barranco de Lapillera, afluente del río Guatizalema. El fondo está relleno por material de descalcificación, tanto arcilla como arena y fragmentos de roca procedentes de la arenisca.



Foto 6. — El polje de Ciano, al NE de San Julián de Banzo. Depresión excavada en el contacto entre las calizas eocenas y los conglomerados miocenos.



Foto 7. — El polje de los Fenales, en la vertiente N de Sierra Guara. Depresión excavada en el contacto entre las calizas y areniscas eocenas.

El polje de los Aveles (fig. 14) en el Plano de Cupierlo (sierra de Guara) se localiza a 1.700 m. de altitud, excavado sobre la «superficie de erosión superior» (S_1) (foto 2) y su forma es como la de un «boomerang», adaptándose perfectamente al cierre periclinal de un pliegue anticlinal de dirección NNE., de manera que se crean dos ramales de sentido SSW y SW, con unos 1.600 m. y 1.300 m. de longitud respectivamente y una anchura media de unos 300 m. En su fondo, muy cerca del eje del pliegue, se abre un sumidero con dos bocas y galerías subterráneas accesibles a lo largo de 25 m. y 38 m. (Peña Guara, 1973) que siguen el buzamiento de las capas. Esta macroforma kárstica ya fue localizada previamente por Barrere (1967) y definida como un «combe-polje».

Todos estos poljes descritos se encuentran colgados a bastante altitud relativa sobre la red fluvial actual y están en fase de desaparición; bien porque ya han sido capturados por barrancos o porque carecen de cuenca de drenaje y sólo tienen actividad emisiva, evacuando por los sumideros o *ponors* el relleno del fondo de la depresión. En base a la clasificación de Lehmann (1959), podrían definirse como «poljes de superficies altas», hundidos en un relieve plano elevado, sin un sistema de valles precedentes y con relleno aluvial en la cuenca.

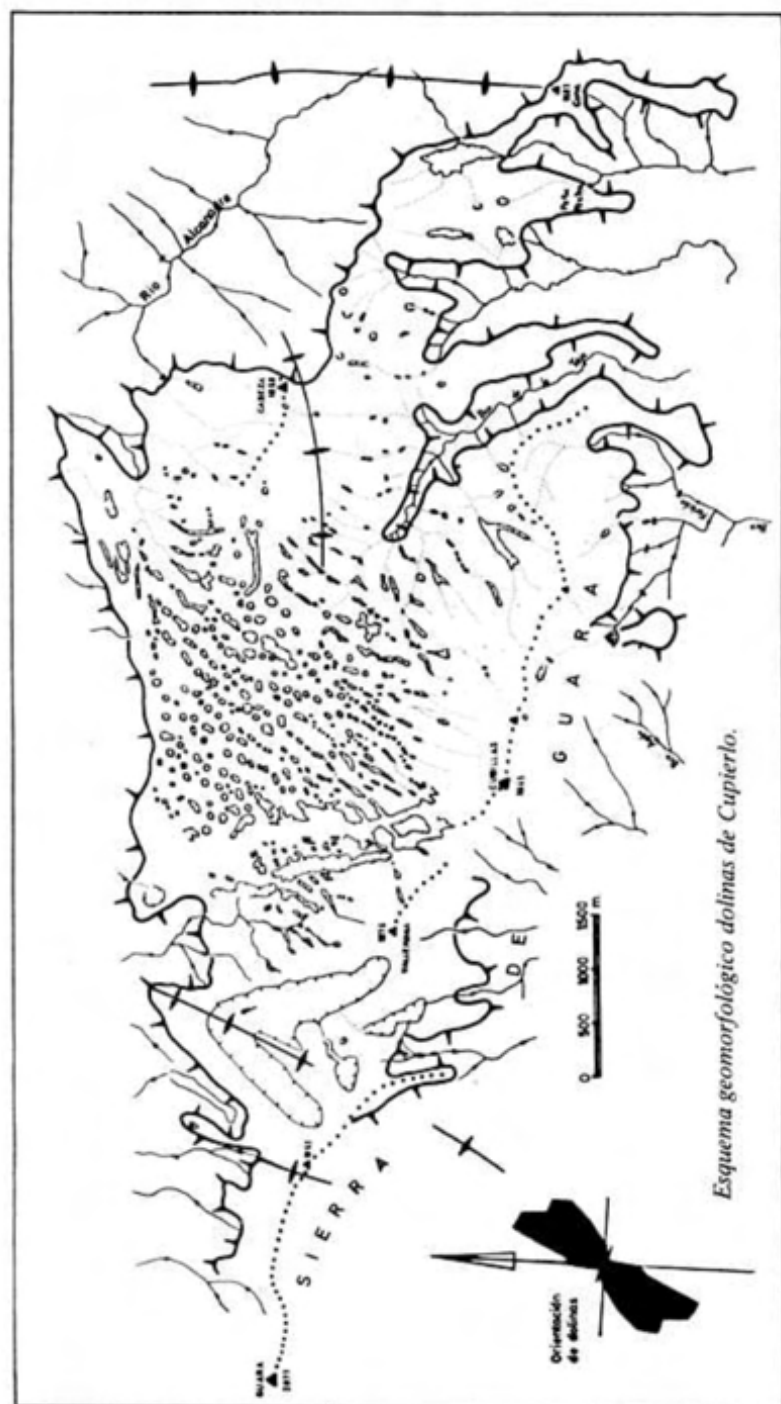
Otro tipo de modelado exokárstico muy típico es la *dolina*, que fue definida inicialmente por Cvijic (1893) como una depresión cerrada en caliza, pequeña, de contorno circular y escasa profundidad.

En nuestra zona de estudio, donde mejor y más abundante desarrollo poseen es en la Sierra de Guara (Plano de Cupierlo); allí la mayor parte de las dolinas son de medianas y pequeñas dimensiones, de 200 m. hasta 2 m. de diámetro (foto 8), poco profundas y alargadas, según un eje mayor. Se trata de *dolinas en cubeta*, en la clasificación morfológica de Cvijic (1893) y genéticamente corresponden a *dolinas de disolución normal* de Birot (1966) y Sweeting (1972). Todas son de fondo plano, con bordes raras veces escarpados y, por lo general, degradados, dando una vertiente suavizada y de límites imprecisos.

Este tipo de dolinas se instalan, principalmente, sobre calizas eocenas con estructura tabular o escasa pendiente, o bien en el contacto entre estas calizas y las areniscas y microconglomerados de esta misma edad. Unos buenos ejemplos de estas «dolinas de contacto» pueden observarse en el borde N del Plano de Cupierlo (Used), en la zona denominada los Finales (foto 9).

La mayor densidad de dolinización (fig. 14) se encuentra en la vertiente N de Sierra Guara (Cupierlo), en un área de unos 34,5 Km.², donde se contabilizan 248 dolinas, lo que ofrece una densidad de 7,2 dolinas/Km.², muy semejante a la de los Karst mediterráneos en las Béticas (Pezzi, 1977). Si en cambio tomamos la superficie real donde se ubica el 90% de las depresiones, 8,4 Km.², la densidad asciende hasta 29,5 dolinas/Km.², cuyo valor se aproxima al que existe en las montañas del Jura francés. Estos valores comparativos sólo nos hablan acerca de la intensidad de karstificación tan variable que existe a lo largo de las Sierras Exteriores.

En esta última zona, de mayor altitud (1.700 m.), es donde únicamente



	Depresión cerrada		Escarpe de más de 100m.		Baranco de incisión lineal		Cono de deyección.
	Depresión abierta		Escarpe en depresiones		Cascada		Eje anticlinal
	Sumidero		Valle kárstico		Divisoria de aguas		

Figura 14. — Leyenda geomorfológica.



Foto 8. — Plano de Cupierlo (sierra Guara). Dolinas alineadas a lo largo de un pequeño valle kárstico.



Foto 9. — Amplia dolina en cubeta, en el contacto de las calizas y areniscas eocenas, Bentué de Nocito.

se encuentran *dolinas en embudo*, según la clasificación morfológica de Cvijic (1893), cuyo diámetro es el doble o el triple que la profundidad, con una base estrecha. También se observan algunas *dolinas nivales*, con paredes escarpadas o de fuerte inclinación, como los «kotlici» de los Alpes Julianos (Sweeting, 1972), cuya profundidad es igual o mayor que su diámetro.

La coalescencia lateral de todos estos tipos de dolinas origina formas mayores, cuyo contorno aún recuerda su primitiva morfología. Normalmente suelen ser alargadas, según un eje mayor definido por la estructura; bien sea la fracturación, el contacto entre dos litologías diferentes o el eje de un pliegue sinclinal.

Un hecho que llama poderosamente la atención es la gran cantidad de depresiones capturadas por la red fluvial. Esta captura, debida a la acción erosiva remontante de las aguas, motiva la evacuación de rellenos de las depresiones y la generación de anfiteatros que atestiguan su antigua morfología.

Cuando la red de drenaje excava las superficies karstificadas, pero no captura dolinas ni otras depresiones, se continúa, vertiente arriba, por medio de unos *valles secos* de fondo plano y suave pendiente, testigos actuales de antiguas fases de karstificación.

Si las dolinas y valles secos se localizan conjuntamente en un área restringida (foto 8), se puede apreciar la instauración de aquéllas sobre estos valles secos y su claro control estructural (fig. 16) por las macrofracturas de dirección NE-SW.

2.1.2 Lapiaz

Las formas kársticas mayores suelen ir acompañadas de otras de menor tamaño, como agujeros y canales de disolución formados directamente sobre calizas desnudas o bajo una cobertera vegetal, denominadas «lapiaz».

La actividad periglaciaria que se verifica actualmente, durante las épocas más frías del año, favorece los procesos crioclásticos y la acumulación en vertiente de gelifractos que tapizan su superficie, regularizándola. Esta actividad entorpece la identificación del lapiaz, ya que en parte lo oculta y en parte lo destruye, por lo que estas formas menores sólo se reconocen a cotas más bajas, normalmente por debajo de 1.200 m. (foto 10).

Uno de los tipos de lapiaz observados es el *lapiaz oqueroso o tubular*, que corresponde al *hohlkarren* en la clasificación de Sweeting (1972), que está formado por tubos subverticales de varios centímetros de profundidad. Esta forma de micromodelado kárstico es un lapiaz cubierto, y se genera bajo un suelo o turba. Creemos, por lo tanto, que se trata de un lapiaz heredado, dado que las condiciones actuales no parecen favorables para su génesis. El otro tipo observado y más abundante es un *lapiaz estructural o klufkarren* de la clasificación de Sweeting (1972). Resulta de una mayor disolución a favor de los planos de fracturación, sobre todo en los puntos donde dos o más de estos planos se cruzan, verificándose un enrejado de

grietas de anchura y profundidad variables. Las mejores zonas para observar este tipo de lapiaz son siempre en estructuras subhorizontales o de poco buzamiento y sobre superficies de erosión en cálizas, como en el dorso de las «cuestas» que sirven de cierre al pantano de Belsué, o las plataformas erosivo-estructurales de la margen derecha del río Mascún (Rodellar-Otín), o bien sobre la «superficie de erosión media» en las márgenes del río Vero (Eripol) (foto 11).

En estos mismos lugares se localizan una serie de regueros de pequeñas dimensiones, denominados *rillenkarren* en la clasificación de Sweeting (1972), que se labran en aquellos puntos donde la roca posee una pendiente elevada, mayor de 40°. Como a grandes rasgos la topografía es bastante aplanada, este tipo de lapiaz se instala en las vertientes de las depresiones, bien sean de gran tamaño (dolinas, uvalas, poljes) o de pequeño tamaño (kamenitzas) y también en las paredes de fracturas abiertas por disolución (kluftkarren). Son regueros cuidadosamente cincelados, con surcos de fondos redondeados y crestas agudas, cuya profundidad oscila entre 0,5 y 2 cm., 1 a 2 cm. de ancho y menos de 50 cm. de longitud.

A pesar de que este tipo de lapiaz se elabora con facilidad y en corto espacio de tiempo, la mayor parte de sus afloramientos se encuentran destruidos, ya que la roca se fragmenta en lascas de pequeño tamaño, muy probablemente como consecuencia de la acción climática fría que afecta a las Sierras durante una gran parte del año. Este fenómeno se observa inclu-



Foto 10. — Lapiaz de crestas agudas o «rillenkarren» en las calizas eocenas del sinclinal de Rodellar (sierra Arangol) parcialmente degradado por gelifracción.



Foto 11. — Lapiaz estructural de tipo «bogaz» condicionado por fallas NE-SW en la superficie de erosión media (S₂ del río Vero en Eripol.

so a altitudes de 700 a 800 m. (zona de Rodellar), que no parecen encajar con las cotas actuales de actividad periglaciaria, aunque todas las observaciones apuntan hacia una funcionalidad en la generación de estos gelifrac-tos (foto 10).

La sucesión de hechos, a partir de estos datos, es la siguiente:

- a) Elaboración de un lapiaz cubierto con oquedades (hohlkarren) y depresiones de paredes suavizadas (kamenitzas).
- b) Desmantelamiento de la cobertera edáfica y exposición de la roca fresca, probablemente por desforestación.
- c) Instauración de un lapiaz superficial de crestas agudas (rillenkarrren), pero evolucionado.
- d) Fragmentación de la roca por procesos climáticos recientes-actuales que desdibujan el micromodelado kárstico precedente.

2.1.3. Formas endokársticas

El modelado exokárstico es la consecuencia directa de una corrosión, a veces erosión no kárstica, que tiende a evacuar material en disolución, suspensión o incluso arrastre. Esta eliminación se hace por medio acuoso,



*Foto 12. — Cueva de San Clemente.
Río Isuela.*

*Foto 13. — Cueva de Andrebot. Ba-
rranco de Mascún.*

*Foto 14. — Fuente de Mascún.
Rodellar.*

que suele penetrar en el interior del macizo rocoso y origina, en su transporte subterráneo, una serie de formas endokársticas.

A partir de las numerosas exploraciones espeleológicas realizadas por el grupo Peña Guara (1972, 1973) de Huesca y con la elaboración de estos datos a nivel estadístico, es factible evidenciar un importante control estructural de las galerías subterráneas (fig. 16) a favor de la red de fracturación, sobre todo de las orientadas según las direcciones NNE-SSW, ENE-WSW y WNW-ESE.

Al igual que ocurre con el modelado superficial, el subterráneo está también poco desarrollado. Se localiza en zonas muy concretas, como Bel-sué, Arguis, Bastaras, relacionadas igualmente con antiguas zonas de percolación.

En las cavidades de mayor desarrollo y desnivel (Solencio de Bastaras, sima Esteban-Felipe y gruta de San Clemente) es fácil reconocer una serie de niveles escalonados en profundidad, que parecen indicar un descenso rítmico de los niveles freáticos, tal vez motivado por ritmos climáticos y en relación con el sucesivo encajamiento de la red fluvial.

El drenaje subterráneo, generador principal de las formas endokársticas, está condicionado por el buzamiento de los estratos calizos (foto 12), por lo que los principales ejes anticlinales (fig. 15) ejercen de divisorias de aguas kársticas. Una vez dentro del macizo, y establecido el sentido de flujo, las aguas circulan siguiendo los planos de fracturación, según se puede observar al medir la dirección de las galerías subterráneas (fig. 16).

Las secciones transversales de las galerías accesibles, de cuevas y simas, muestran una morfología muy variable, como consecuencia de un origen sencillo o bastante complejo. Las simas «sensu stricto», es decir, las que no tienen ramales laterales, sino solamente el conducto vertical, poseen una forma adaptada a la dirección de la fractura que las condiciona, casi siempre elipsoidal. Por el contrario, las galerías horizontales pueden ser circulares (generadas por aguas freáticas), alargadas según el plano de estratificación (foto 13), o bien el de fracturación o presentar una forma más compleja en «ojo de cerradura» (originada en régimen vadoso) (foto 12).

Todo ello supone que las galerías subterráneas, actualmente en régimen de aireación, se encontraban inicialmente conectadas con un nivel de base más elevado que el de hoy en día.

Los cambios climáticos, pulsaciones tectónicas y descenso en el nivel de base general o local de la cuenca, han podido ser las causas principales de esta variedad y desarrollo en el modelado endokárstico. Igualmente, parece suponerse que este descenso en los niveles se produjo de forma brusca, ya que la mayor parte de las cavidades son de escaso desarrollo y sólo algunas muestran escalonamiento de galerías con interconexiones entre ellas.

2.2. Edad de la karstificación

Las formas kársticas existentes en el área de estudio no son actuales, sino que son heredadas de épocas anteriores. La datación, por tanto, hay

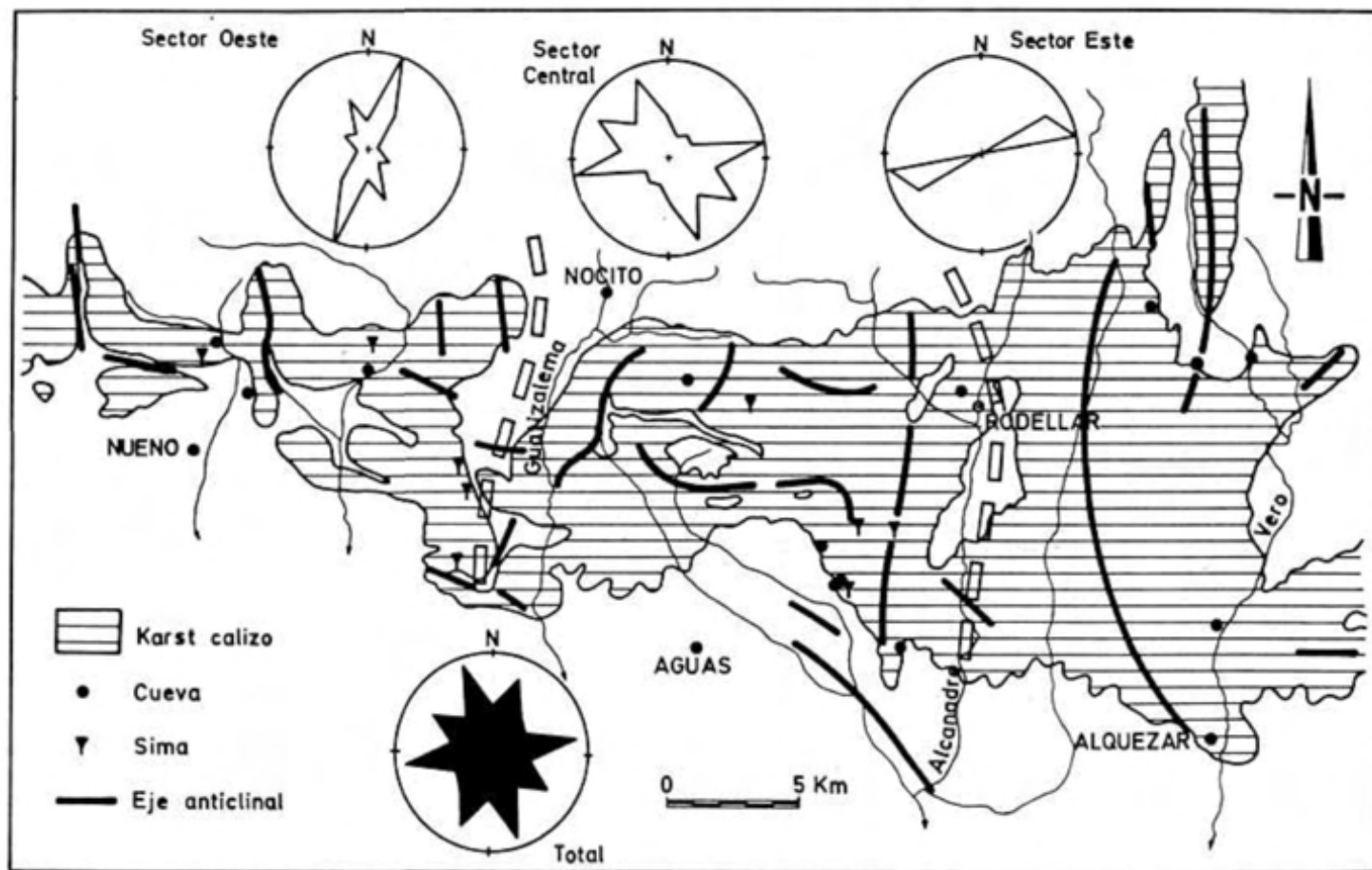


Figura 15. — Orientación de conductos subterráneos.

que realizarla en función de eventos o circunstancias climáticas, geomorfológicas, estratigráficas, tectónicas, etc., que estén relacionadas con dicha karstificación, tanto en esta zona como por correlaciones con áreas más distantes.

En primer lugar, la karstificación se instala sobre calizas del Eoceno medio, por tanto, es posterior a esta edad. De igual forma, la dolinización suele producirse sobre las superficies de erosión existentes en las Sierras, tanto la superior como la media. El techo de esta última enlaza con las acumulaciones molásicas del Mioceno, pudiendo datarse como Aquitaniense-Burdigaliense. Ello significa que, al igual que observa Peña (1980) en las Sierras prepirenaicas leridanas, hasta bien entrado el Mioceno, como mínimo, estas superficies no estarían en condiciones propicias para sufrir los procesos kársticos.

Si consideramos la karstificación como un proceso esencialmente climático, tendremos que acudir a los trabajos que sobre climatología regional del Neógeno-Cuaternario se hayan realizado. Así, Villalta y Crusafont (1944), en el Pirineo leridano, realizaron un estudio sobre la flora de la Cerdaña, deduciendo para el Mioceno Superior un clima más húmedo que en la actualidad.

Según Mandado y Tena (1979), durante el Mioceno medio el clima en el centro de la Depresión del Ebro era cálido y árido, pero progresivamente hacia el Mioceno superior va tornándose más húmedo. Este momento parece ser el más adecuado, dentro del registro geológico, para que el inicio de la karstificación pueda llevarse a efecto, con la instauración de valles kársticos y una disolución en profundidad, tal como apuntan García Rosell y Pezzi (1975), que crearían las directrices del drenaje subterráneo.

En la Cordillera Ibérica, la fase principal de karstificación se produjo en el Plioceno superior (Gutiérrez y Peña, 1975). Este hecho, apoyado por el de que la superficie inferior de las Sierras, de edad Pliocuaternaria, se halla igualmente karstificada, aunque con menor intensidad, nos hace pensar en una segunda fase de karstificación de edad Villafranquiense, generadora principal de las depresiones kársticas y de la red de conductos subterráneos.

Por supuesto que los aparatos kársticos siguieron funcionando durante todo el Cuaternario y hasta la actualidad, pero con una actividad más moderada.

3. MODELADO FLUVIAL

En las Sierras Exteriores Prepirenaicas, la combinación de movimientos tectónicos y la acción fluvial han elaborado la mayor parte del modelado que observamos en la actualidad, con la evidente influencia del comportamiento litológico frente a la erosión diferencial, y sólo pequeños retoques climáticos cuaternarios.

Dentro del registro sedimentario, los depósitos fluviales más antiguos corresponden a la formación Campodarbe (Puigdefábregas, 1975), cuya

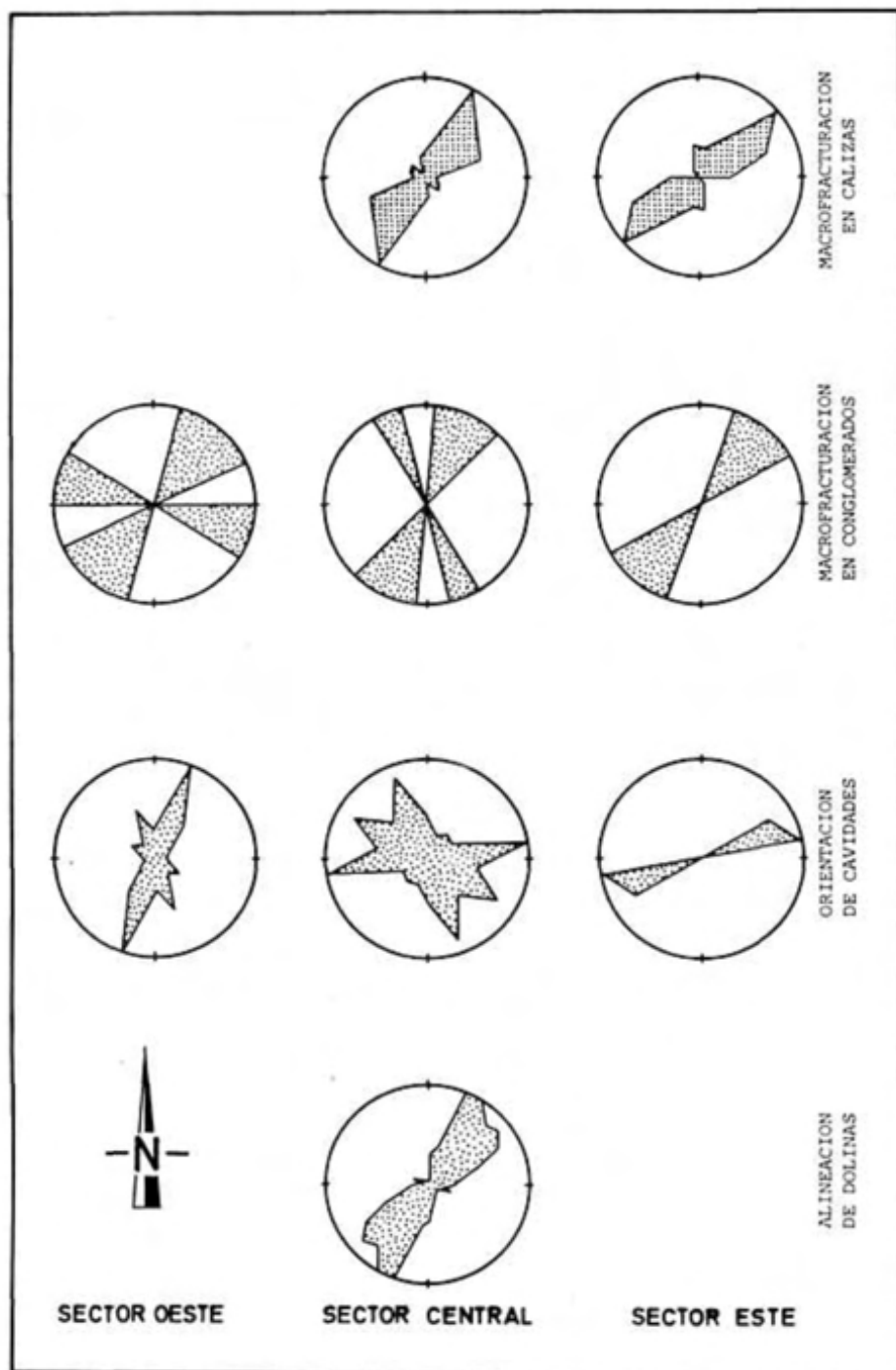


Figura 16. — Cuadro de correlación entre parámetros estructurales y geomorfológicos.

edad abarca desde el Eoceno superior hasta el Stampiense. Sus facies corresponden a conglomerados, areniscas y lutitas depositadas por abanicos aluviales y sistemas fluviales de tipo meandriforme, con direcciones de aporte hacia el NW. Esta red fluvial finieocena-oligocena procedía, según los estudios sedimentológicos de Puigdefábregas, en parte de las Sierras Exteriores o bien del macizo del Ebro, atravesando las Sierras por las depresiones sinclinales meridianas que aún hoy pueden ser observadas.

Los posteriores depósitos continentales oligomiocenos son de características semejantes a los anteriores y son el resultado de la actividad tectónica que durante estos tiempos rejuvenece y alza las Sierras Exteriores, mientras que la Depresión del Ebro subside en este borde septentrional hasta acumularse espesores de sedimentos de 4.000 metros, Julivert et al. (1974).

Durante el Cuaternario se organiza la red fluvial que existe en la actualidad, con casi nulos desplazamientos laterales y un predominio del encajamiento y profundización en las rocas del sustrato. La velocidad de esta incisión ha sido probablemente muy variable y controlada por los impulsos ascendentes de las Sierras.

Los depósitos pliocuaternarios que se localizan en el Somontano y que tienen su ápice en la zona de tránsito Sierra-piedemonte, se encuentran entre 100 m. y 200 m. por encima de los cursos fluviales actuales; lo que evidencia su acelerada velocidad de excavación.

La cabecera de estos ríos prepirenaicos podría quedar definida por su cuenca de recepción, que en este caso coincidiría con la divisoria de aguas septentrional y la línea geológica de tránsito entre los materiales constituyentes de las Sierras (pre-Mioceno) y del Somontano (post-Mioceno) (fig. 17). El área drenada en cabecera es de escasa extensión, entre unos 15 Km² y 130 Km², debido a que a pesar de su retroceso aún no han atravesado las Sierras Exteriores y logrado capturar otros cursos más hacia el N., como podrían ser el Guarga o el Ara. No obstante, algunas «puntas de lanza» ya han conseguido atravesar netamente los afloramientos calizos y penetrar en los detríticos de la Cuenca de Jaca, como los nacimientos del Guatizalema, Alcanadre y Balcés.

El modelado fluvial dominante es totalmente erosivo y diferencial, con valles en forma de uve o en cañones, que han hecho famosa a estas Sierras, y pequeñas áreas de «remanso» donde es factible encontrar testigos de acumulaciones detríticas cuaternarias.

La doble dirección de drenaje de estas pequeñas cuencas (N-S y E-W), parece estar condicionada por el sentido natural y heredado de cursos N-S y la dirección general de plegamiento E-W, al ponerse en contacto litologías de diferente naturaleza que facilitan la excavación diferencial de depresiones intramontañosas alargadas en esta misma dirección.

La red de drenaje es básicamente dendrítica, aunque la acusada pendiente de algunas zonas puede convertirla en subparalela; o bien en rectangular, al adaptarse a las directrices estructurales (pliegues y fracturas). A primera vista, la red parece que se encuentra sobreimpuesta con una dirección de flujo heredada y una posterior adaptación a la estructura; aunque la compleja historia geológica post-oligocena aún está por descubrir y nos

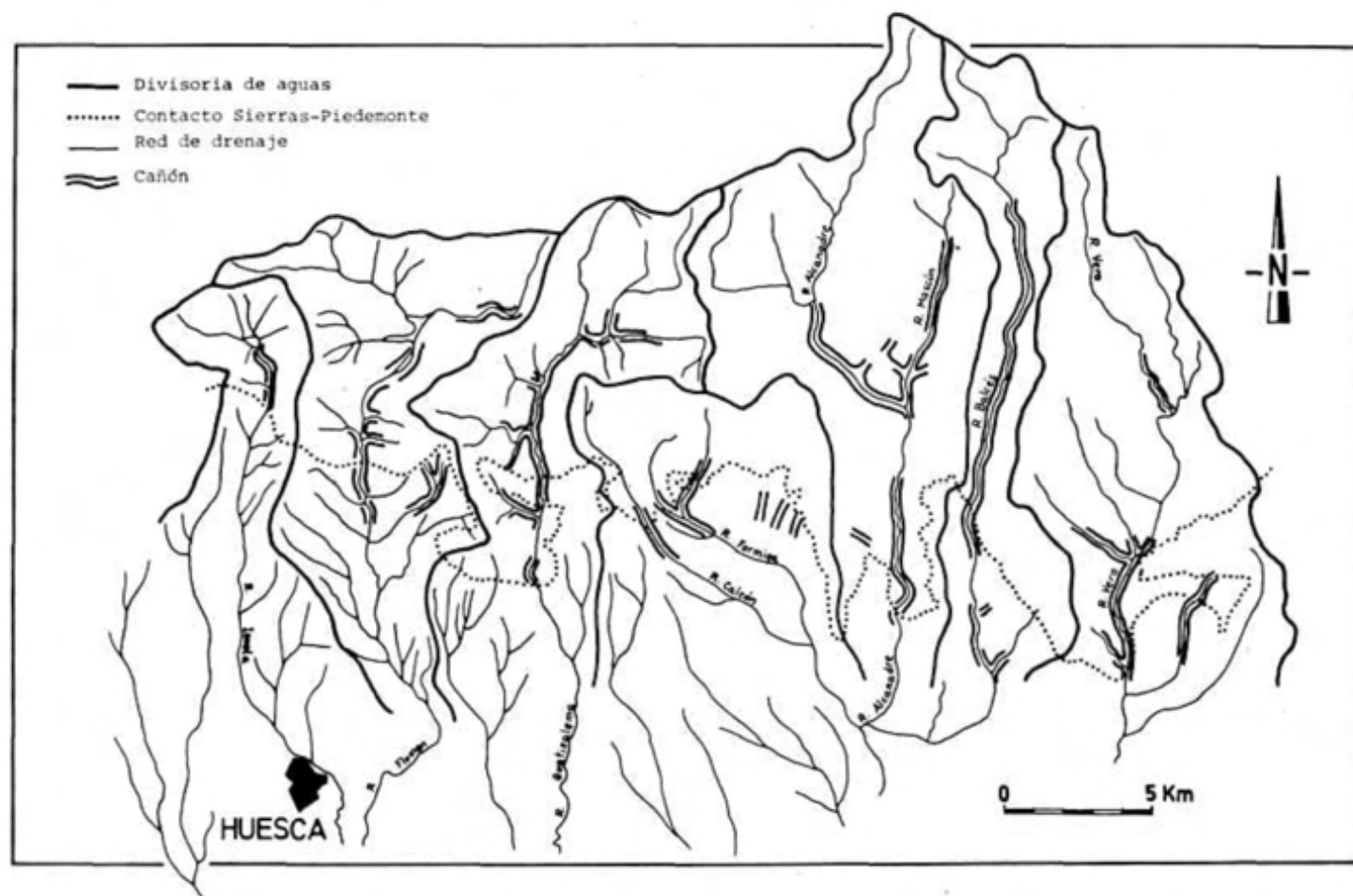


Figura 17. — La red de drenaje en el sector central de las Sierras Exteriores y localización de los cañones principales.

queda mucho camino hasta confeccionar un modelo de evolución geomorfológica de la región.

3.1. Modelado de acumulación

Debido al carácter eminentemente erosivo que se observa a lo largo de la historia geológica reciente de las Sierras, la dinámica fluvial ha favorecido la incisión de los barrancos, pero no la acumulación de aluviones en el cauce. Sólo en aquellos puntos donde el valle se ensancha, en la parte convexa de los meandros o en aquellas áreas en las que la menor competencia de la roca ha permitido excavar cubetas intramontanas, pueden aún conservarse restos de depósito aluvial, normalmente escalonados en vertiente y con escaso desnivel respecto al fondo del cauce.

La composición de estos depósitos es fundamentalmente detrítica, aunque en algunos puntos muy localizados, se encuentran acumulaciones de tobas calizas en forma de cascada o bien cementando material clástico previamente acumulado. Este es el caso del cañón del río Vero, en el sector de los Oscuros, donde grandes bloques desprendidos de la vertiente han sido posteriormente soldados por el carbonato cálcico, bajo los cuales circula el río en una falsa cueva. También abundan las coladas parietales que tapizan, en forma de cascada pétreas, las abruptas y escarpadas paredes. De todas formas, este es un caso excepcional que no abunda a lo largo de las Sierras, donde el dominio de la actividad erosiva es abrumador y, a veces, casi el único elemento constitutivo del relieve.

En el valle del río *Isuela* los restos de terrazas son muy escasos, limitándose al nivel más bajo de +2—3 m. sobre el cauce actual, constituido fundamentalmente por cantos subangulosos-subredondeados de caliza eocena con un diámetro medio de 20-30 cm. y matriz arenosa. Aunque la estructura interna del depósito es bastante caótica, se aprecia una cierta imbricación de las gravas e intercalaciones arenosas, con ausencia de cementaciones.

A 0,5 m. sobre el cauce actual se extiende una pequeñísima terraza, correspondiente a aluviones actuales de crecida.

En la zona de cabecera de este río, cuenca de Arguis, el recubrimiento cuaternario es muy evidente, escalonándose los tres niveles descritos por Barrère (1951), pero que corresponden a depósitos de vertiente, aunque es muy probable que en la hipotética línea de talveg existiesen aluviones contemporáneos. De todas formas, al ser el área fuente la misma tanto para una como para otra acumulación (margas, areniscas y conglomerados) y el recorrido muy escaso, ambos depósitos están escasamente elaborados y sólo pueden ser diferenciados por su morfología y, a veces, estructura interna.

En el río *Flumen* los depósitos de terrazas aluviales son igualmente escasos, circunscribiéndose principalmente al área de cabecera o depresión de Belsué, donde se contabilizan solamente dos niveles, ya que el superior sólo está representado por acumulaciones de vertiente. Tanto la terraza inferior (+2—3 m.) como la que le sigue en altitud (+9—10 m.) son de

características semejantes, compuestas por gravas y clastos subangulosos de arenisca, empastados en una matriz arenosa y carentes de cementaciones. Aguas abajo el valle es tan estrecho e inclinado que sólo puede apreciarse el nivel de terraza más bajo, inclusive ya algo avanzado dentro del Somontano, hasta la confluencia con el barranco de San Martín en Sagarillo.

El valle del río *Guatizalema* es aún más escaso en este tipo de acumulaciones, debido a su accidentado recorrido y elevadas pendientes. Sólo en la zona de Nocito, y hasta la confluencia con el barranco de la Pillera, se diferencian dos niveles con escaso desarrollo: el más alto, a +6—7 m. sobre el talveg actual, y el inferior a +2—3 m. La composición litológica y textural es muy parecida a la de los niveles ya descritos del Isuela y Flumen.

En cambio, en el valle del río *Alcanadre*, y entre los pueblos de Rodeñar y Pedruel, se pueden diferenciar también dos niveles de terraza, incluso a escala cartográfica (fig. 10). El más alto está a +9 m., en el puente romano de Pedruel, y se compone de muro a techo por:

- 1 m. de gravas muy heterométricas, encontradas en la base y al mismo nivel del río.

- 7,5 m. de gravas subangulosas-subredondeadas de naturaleza caliza con matriz arenosa. Aspecto masivo (facies Gm) con cierta disposición horizontal de los cantos y un centil de unos 30 cm. También se observan algunos clastos de arenisca y lidita.

- 0,5 m. de arcillas rojas con cantos sueltos.

El nivel más bajo, a +2 m. sobre el Alcanadre, posee unos detríticos de menor tamaño. Son arenas gruesas con intercalaciones de otras más finas y matriz limosa, con pequeños cantos calizos (media 5 cm.) dispersos y un tramo bastante continuo en la base de 0,5-1 m. de gravas gruesas y heterométricas. A techo, unos 20 cm. de arenas finas y limos de inundación.

El que este nivel más bajo se excave dentro de la masa de gravas del nivel superior y ambos a la vez tengan su base en contacto con las aguas del río, hacen pensar en una mayor potencia de gravas bajo el talveg del Alcanadre. Este hecho puede confirmarse si consideramos que estos depósitos se ubican en el labio hundido de una falla normal dextral (fig. 10), lo que hace suponer que la subsidencia ha facilitado una mayor potencia de acumulación. De todas formas, no se observan posibles perturbaciones tectónicas postsedimentarias en los depósitos.

El valle del río *Vero* es el que mayor extensión de aluviones cuaternarios posee, localizados principalmente en las cubetas erosivas de Santa María de Lanuez y Bárcabo, donde la abundancia de margas facilita la elaboración de valles amplios y de escasa pendiente (foto 9).

Los niveles de terrazas se encuentran a +2—3 m. y +10 m. sobre el cauce actual y enlazan en vertiente con depósitos de glaciés. Sus características litológicas y texturales son semejantes a las existentes en otros valles, ya que tanto el área fuente como el medio de sedimentación han sido prácticamente los mismos.

La edad de estos depósitos aluviales, repartidos en los valles del interior de las Sierras, no ha sido considerada en ningún trabajo anterior debi-

do, principalmente, a la ausencia de criterios objetivos de datación. Sin embargo, Peña (1980), en el valle del Segre, y gracias a datos prehistóricos, precisa la edad de la terraza de +3—7 m. en unos 3.000 a 4.000 años BP., lo que la sitúa plenamente en el Holoceno y asigna al nivel de terraza inmediatamente superior una edad würmiense.

En este mismo sentido, pero sin estar relacionado con los cauces principales, Rodríguez Vidal (1983) evidencia una fase de acumulación postmedieval (600-100 BP) para el Somontano oscense, que se encuentra actualmente disectada y colgada a unos +2—6 m. sobre el fondo de los barrancos.

Ambos autores coinciden en atribuir razones climáticas a la génesis de tales acumulaciones, coincidiendo con momentos de recrudescimiento del clima, en el sentido de un descenso en las temperaturas.

4. VERTIENTES

En el sentido general, este término se refiere a cualquier elemento geométrico de la superficie terrestre; aunque de manera más restringida se utiliza para hacer referencia al ángulo que forma cualquier porción de la superficie terrestre con la horizontal (Wilson, 1968).

Las vertientes, tal como se observan en la actualidad, son el resultado de complejas circunstancias geomórficas, tanto endógenas como exógenas, cuya concurrencia y evolución dan lugar a una variada gama de formas geométricas. La unión de todas ellas componen el relieve.

Desde nuestro punto de vista, vamos a abordar el estudio de las vertientes teniendo en cuenta únicamente su evolución transversal; es decir, a favor de la pendiente. Sin tener en consideración aquellos procesos que discurren o han actuado de manera longitudinal a la vertiente. En ellos se incluyen los relativos a la dinámica fluvial, ya descritos con anterioridad.

Puesto que el área de estudio se ciñe, en este caso, a las Sierras Exteriores prepirenaicas, cuyas alturas nos limitan a los dominios de Montaña y Subalpino (Hourcade, 1978), es evidente que tanto las formas actuales como pretéritas van a estar íntimamente ligadas a una morfogénesis *periglaciaria*.

El proporcionar unos datos precisos sobre el comportamiento climático actual de estas zonas de montaña, es bastante difícil, ya que las observaciones termopluviométricas sólo alcanzan hasta algo más de 1.000 m. de altitud y las cotas máximas se localizan entre 1.500 m. y 2.077 m. La escasa superficie comprendida por encima de la cota de 1.600 m. (cumbres de la Sierra de Guara) nos definiría el dominio de un medio *periglaciario* (Rodríguez Vidal, 1982 b), en todo semejante con la climatología definida por Soutade (1980) para los Pirineos Orientales.

A grandes rasgos, el clima actual es mediterráneo húmedo, con fuerte influencia continental, estación estival cálida y seca con intensos aguaceros repentinos, primavera lluviosa y frío intenso en invierno. La oscilación térmica anual, moderadamente alta en el piedemonte, se atenúa en las

zonas de mayor altitud, superando casi siempre los valores anuales de evapotranspiración (Rodríguez Vidal, 1979).

4.1. La actividad periglacial

El límite regional de las nieves perpetuas (Bomer, 1977) se sitúa hacia los 2.500 m. en las Cadenas Cantábricas y Pirineos occidentales y a 2.750 m. en los Pirineos centrales y orientales. Las Sierras Exteriores aragonesas están, por tanto, excluidas de estos límites y sólo pueden ver sus cimas cubiertas de nieve en la época invernal, con un deshielo casi total en primavera. A pesar de ello, las temperaturas mínimas invernales registradas son bastante bajas (-15°C), lo que hace suponer un mayor descenso a cotas más elevadas. La temperatura anual media, calculada para la cima de Guara (2.077 m.), es de 5°C y la precipitación media de unos 1.600 mm., una gran parte en forma de nieve.

La diferencia de temperaturas medias entre el mes más cálido y el más frío (amplitud térmica anual) se hace menor a medida que ascendemos en altura; por el contrario, la amplitud pluviométrica sigue una tendencia creciente. Esto quiere decir que conforme penetramos en el dominio periglacial, las temperaturas medias tienden a uniformizarse a lo largo del año y las precipitaciones se concentran más sensiblemente en ciertos meses.

Estas características climáticas nos evidencian una importante capacidad de meteorización mecánica, bien sea por la acción del hielo-deshielo y/o termoclástica, y una disponibilidad de transporte torrencial con elevada capacidad de carga. Así, en las áreas subalpinas se favorecen los mecanismos de la gelifración que originan vertientes reguladas por fragmentos angulosos de roca y otros detríticos más finos (limos, arcillas); sobre todo, al pie de los escarpes rocosos.

El mapa de isodistribución morfoclimática mensual (fig. 20) nos proporciona las pautas generales de la actividad morfológica teórica en las Sierras a lo largo del año. Por encima de 1.600 m. dominan los procesos periglaciares, aunque no de forma total; entre 1.000 m. y 1.600 m. los procesos relativos a un clima templado húmedo y por bajo de esta altitud existe una alternancia entre este último y el dominio semiárido. De todas formas, la distribución de las zonas morfogenéticas y la asignación de una cota límite para cada proceso, o conjunto de ellos, son problemas muy locales, en los que entran a formar parte otros factores no climáticos, como la litología, vegetación, exposición a solana o umbría, acción antrópica, etc.

Pero, como ya se ha mencionado con anterioridad, la morfología de las vertientes es el resultado de una serie de procesos que han actuado a lo largo del tiempo; unas veces sumando su impronta a los caracteres heredados, otras veces borrando las formas previamente elaboradas. Este es el caso de ciertas acumulaciones de derrubios ordenados o de canchales masivos que se observan, ya fosilizados, en zonas morfoclimáticas de cotas más bajas a las que les son propias. Es por tanto fácil suponer la funcionalidad, en épocas pasadas, de procesos de tipo periglacial que actuaban a cotas

menores; o lo que es lo mismo, épocas más frías que rebajaron de cota la zonación morfoclimática altitudinal.

Según Bomer (1977), se admite para el Würm un descenso de unos 1.000 m. en el límite de las nieves perpetuas, para el Pirineo occidental, y de 900 a 800 m. para la Sierra del Moncayo y Pirineos orientales. Este límite está relacionado con las temperaturas estivales y con la abundancia de in-nivación invernal.

Así, el descenso del nivel de nieves perpetuas, parece relacionarse con un enfriamiento más acentuado en el verano y una marcada continentalidad. Esto significa, desde el punto de vista climático, un descenso de las temperaturas del orden de 8° a 9° C, para el Würm (Bomer, 1977).

En los momentos de mayor enfriamiento glacial, las sierras Exteriores estarían por tanto bajo un dominio absoluto de la actividad crioclástica que, junto con su naturaleza litológica, fundamentalmente caliza, generaría un modelado de vertientes reguladas por coluviones de gelifractos. Esta circunstancia permite igualmente disponer de una abundante reserva de fragmentos de roca, capaces de ser transportados por la dinámica fluvial aguas abajo, formando los niveles de terrazas que hoy observamos escalonadas en los valles.

4.2. Tipos de vertientes

Las vertientes observadas en el área de estudio son muy variables, aunque poseen un fuerte condicionamiento estructural; ya que la alternancia de capas duras y blandas, la disposición tectónica de los estratos y la intensa actividad erosiva efectuada a lo largo del Cuaternario, han dejado al descubierto los paquetes de litologías más resistentes, con la consiguiente evacuación del material lábil. De todas maneras, aún es factible contemplar algunas vertientes con formas heredadas de épocas anteriores, aunque son las menos numerosas.

Teniendo en cuenta la presencia o ausencia de cobertera detritica, se han diferenciado básicamente los siguientes tipos de vertientes:

4.2.1. *Desnudas*

Este tipo de vertiente, como su nombre indica, carece de recubrimiento detritico o bien está casi totalmente exhumado y la roca se presenta desnuda.

La disposición inclinada de los estratos hace que las vertientes sean diferentes a uno u otro lado de la cima o divisoria local de aguas. Una de ellas está conformada por el dorso del relieve estructural (cuesta, hog-back, etc.) o, lo que es lo mismo, el techo del estrato resistente, presentando una superficie lisa, uniforme y de pendiente constante; mientras que la vertiente opuesta constituye el frente del relieve estructural y su morfología estará condicionada por las características litológicas de la serie estratigráfica.

Cuando el frente de uno de estos relieves es de litología uniforme y resistente a la erosión, se originan cantiles o acantilados con desniveles muy variables a cuyo pie suelen acumularse depósitos gravitacionales de bloques

y fragmentos rocosos («talus cone») que crean un «knick» o ruptura de pendiente. Si la serie estratigráfica es de litología alternante (p.e. calizas-margas o areniscas-margas) la vertiente presentará unos escalonamientos o gradas, con «knick» sucesivos, en los que los cantiles estarán comprendidos entre dos tramos de vertiente más tendida, y viceversa.

Aparte de estos ejemplos sencillos de vertientes desnudas, existe una gama muy variable de formas intermedias o extremas que estarán condicionadas, evidentemente, por la naturaleza litológica, disposición estructural, grado de evolución y circunstancias paleomorfológicas. De todas maneras, el claro control estructural de las vertientes en esta región es consecuencia de la rápida incisión de la red fluvial y de la dominancia de la erosión frente a la acumulación.

No existen ejemplos concretos que puedan asimilarse a uno u otro tipo de vertiente, puesto que el relieve de las Sierras Exteriores es un ejemplo constante y continuo del modelado estructural, ya definido con anterioridad por Barrère (1951).

4.2.2. *Parcialmente cubiertas*

Cuando las vertientes escarpadas simples o escalonadas tienen su base cubierta por una acumulación detrítica (debris slope) y el «knick» de ruptura ha ascendido sensiblemente, es decir, el escarpe está bastante cubierto, se dice que la vertiente está semicubierta. También puede ocurrir que este tipo de vertiente sea el resultado del desmantelamiento parcial de una cobertera detrítica preexistente que la regularizaba.

En aquellas áreas de las Sierras, en las que aún se conservan retazos de antiguas superficies de erosión, es posible localizar una ligera cobertera detrítica (bien areno-arcillosa o de fragmentos angulosos de roca), de unos pocos centímetros de espesor, que tapiza el sustrato calizo. Su origen parece ser heredado de épocas más frías cuaternarias, en las que la actividad periglaciaria muy probablemente actuaba en toda la superficie montañosa. En otros lugares, en cambio, esta débil fragmentación de la roca es funcional y produce, en vertiente, el mismo efecto ya descrito.

4.2.3. *Cubiertas*

Al igual que ocurre con las vertientes anteriores, éstas no son muy abundantes y se localizan en puntos especiales dentro del relieve de las Sierras. La característica dominante es la regularización que afecta a toda la vertiente, así como su apreciable recubrimiento detrítico.

En estos casos, las acumulaciones de vertiente suelen ser uno de los pocos documentos morfoestratigráficos capaces de aportarnos datos sobre la ecología y el medio en épocas cuaternarias, aunque la escasez de afloramientos y cortes frescos no permiten aún precisiones importantes o de detalle.

Como ocurre en áreas cercanas de parecidas características (Prepirineo de Lérida; Peña, 1980), las vertientes con cierta importancia geomorfológica

ca han sido elaboradas en condiciones morfogénicas frías, ligadas a los momentos glaciares cuaternarios o a fases frías post-würmienses. Este factor climático nos permite poner en conexión teórica todas estas acumulaciones de vertiente con los demás depósitos detríticos que rellenan el fondo de los valles (glacis, conos y terrazas) y poder establecer correlaciones a mayor distancia.

En función de la textura y estructura interna del depósito, así como de su posible génesis, pueden diferenciarse dos tipos de vertientes cubiertas:

4.2.3.1. VERTIENTES DE GELIFRACCIÓN

Son proporcionalmente las más abundantes dentro del contexto prepirenaico y se localizan a altitudes y en puntos muy variados. Dentro de este tipo de vertientes, existe una gama amplia de canchales, pedrizas, gleras, etc., que se relacionan con mecanismos de gelifracción y que están ligadas a fases frías dentro del Cuaternario, aunque, a partir de cierta cota (1.800 m.), pueden ser fácilmente generadas bajo las condiciones climáticas actuales.

Estas vertientes reguladas poseen una abundante matriz arcillosa y escasean los niveles de lavado, aunque es factible establecer diferenciaciones en base al tamaño y procedencia de los gelifractos:

Vertientes de bloques. — Se localizan principalmente en las áreas deprimidas de Arguis y Belsué, sobre todo en la primera de ellas, con mayor desarrollo en la vertiente orientada a solana. Aunque también es cierto que ésta se forma en el frente de un relieve estructural, mientras que la vertiente a umbria se elabora sobre el dorso o techo del estrato (foto 16).

En esta zona, las vertientes se han generado sobre las areniscas eocenas y la acumulación cubre un desnivel desde la cota de 1.000 m. hasta la de 1.300 m., dejando a techo un tramo libre de depósito y escarpado de unos 100 m. Esta acumulación produce por tanto una regularización bastante amplia de la vertiente, con una forma suavemente cóncava (foto 15), de unos 30° de pendiente, cuya superficie enrasa topográficamente con un glacis de menor inclinación, aunque este depósito sea de génesis anterior al de la vertiente. Esto quiere decir que en el relieve se aprecia una unidad de vertiente cóncava que constituye el arranque de los glacis y que a su vez lo fosiliza.

De los tres niveles de glacis-vertiente (foto 15) a +20 m. (G_3), +13 m. (G_2) y +6 m. (G_1) sobre el nivel medio actual del pantano de Arguis, el más alto es el único que puede ser estrictamente considerado en su raíz como una vertiente de bloques, ya que los otros dos poseen una pendiente suave, típica de glacis, y una granulometría de menor tamaño. Este nivel superior arranca de la Sierra de Bonés y en pronunciada pendiente desciende hasta formar un escalón morfológico a media ladera. El modelado de la vertiente es uniforme y regula un paleorelieve de pequeños barrancos, que están llenos de detríticos, y un sustrato arrasado. El depósito es, por tanto, de espesor variable (menor de 2 m.) y está compuesto por bloques angulosos, de hasta 1,5 m. de diámetro (foto 16), que se empastan en una matriz arcillosa



Foto 15. — Depresión de Arguís. Vista general de los tres niveles cuaternarios de acumulación a 6 m.; 13 m. y 20 m. sobre el talveg principal. Al N (derecha), las areniscas y margas eocenas de la sierra de Bonés (1604 m.) y al S las calizas eocenas de Sierra Gratal (1542 m.).

rojiza. El aspecto es caótico, aunque los bloques tienen una cierta inclinación a favor de la pendiente. Si el tamaño de los clastos es más homométrico y la matriz arcillosa escasa, se observan encostramientos de unos 50 cm. de espesor.

La diferencia con los niveles inferiores de glaciares (G_1 y G_2) es acusada, ya que al distinto aspecto topográfico y morfológico hay que añadir un depósito mejor elaborado, con cantos pequeños y homométricos, menor potencia de acumulación (0,5 m.), matriz de arcillas pardas y ausencia de encostramiento.

La génesis de este tipo de vertiente parece estar ligada a fases frías cuaternarias, pero con una cierta sequedad, ya que los bloques están incluidos en una abundante matriz arcillosa.

La denominación de «vertientes de bloques» asignada a este modelado se hace en base al tamaño de los fragmentos de roca, pero que nunca alcanzan el tamaño ni están ligados genéticamente a las «vertientes de bloques con deslizamientos gravitacionales» del Prepirineo leridano (Peña, 1980) ni a las «vertientes por desplazamiento en masa» de la Muela de Borja (Ibáñez y Mensua, 1977).

Todas las características del depósito parecen indicar que los bloques de arenisca han sido separados del cantil por crioclastia a favor de planos de fractura, caída gravitacional y desplazamiento en vertiente por *creep* y *gelifluxión* (Washburn, 1973), englobados en una masa arcillosa y sobre un sustrato rocoso impermeable.

Canchales. — Denominamos así a unos depósitos de vertiente, muy abundantes en la zona, que presentan una constitución de fragmentos angulosos de roca, fundamentalmente de caliza, con una cierta homometría y que pueden ser antiguos o funcionales, localizándose a cotas bastante bajas (hasta 800 m.) y relacionados con un clima frío, tal vez de características periglaciares.

Según Gómez y Serrat (1977), el modelado periglaciario, en los períodos de máximo alcance de los heleros cuaternarios, afectaba a zonas altitudinales que en la actualidad gozan de un clima templado y, al mismo tiempo, a las zonas más altas que quedaban libres de la cubierta de hielo de los glaciares, incluso por encima de su nivel topográfico. Este no es nuestro caso, pues, como ya hemos visto, las acumulaciones de nieve perpetua en las épocas más frías del Cuaternario, muy probablemente se circunscribían a las cimas de la Sierra de Guara, por encima de 1.700; aunque la zonación morfoclimática periglaciaria estaría comprendida entre esa cota y aproximadamente los 800 m., con lo cual afectaría a todas las Sierras Exteriores. En la actualidad la actividad crioclástica sería efectiva a partir de los 1.800 m. (Rodríguez Vidal, 1982 b) estaría presente, durante algún mes al año, hasta los 1.000 m. No obstante, podrían existir casos o circunstancias excepcionales a cotas menores, influidas sobre todo por la acción antrópica (Villar, 1977).

En función de esta actividad actual o pretérita, las vertientes con material de gelifracción pueden clasificarse en: canales de avalancha y conos de derrubios, canchales de gelifracción y derrubios estratificados.

Los *canales de avalancha* son la mayoría de ellos funcionales (foto 17),

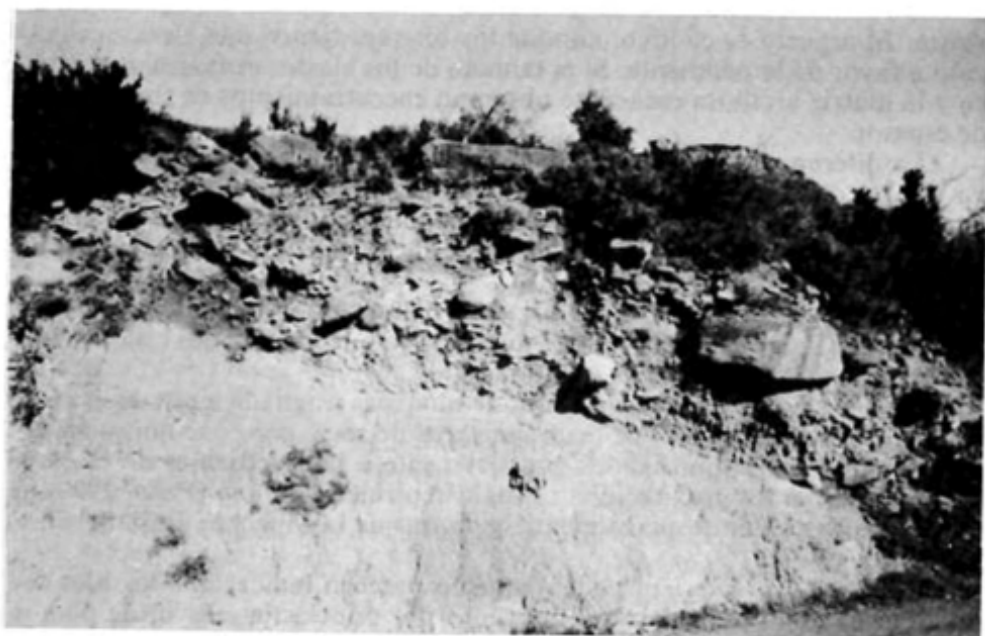


Foto 16. — Depósito de vertiente de bloques sobre sustrato margoso. Nivel alto (20 m.) de la depresión de Arguís.



Foto 17. — Canales de avalancha y conos de derrubios funcionales en el valle del río Isuela, entre Nueno y Arguís.

aunque normalmente ocultan otras acumulaciones más antiguas. Se localizan principalmente en las vertientes escarpadas de los valles de los ríos principales (Isuela, Flumen, Guatizalema, Alcanadre y Vero), donde existían barranqueras de fuerte pendiente que los cantos han aprovechado para desplazarse gravitacionalmente; al igual que es necesario una roca madre caliza, expuesta en cantil y bien fracturada. El material es de pequeño tamaño, aparece suelto y sin matriz; salvo en las acumulaciones antiguas, donde los cantos se encuentran empastados en una masa arcillosa pardorajiza y, a veces, ligeramente cementados por carbonato cálcico.

Al pie de estos canales, y como consecuencia del cambio de pendiente, los detritos originan unos *conos de derrubios* que llegan hasta el mismo talveg, por lo que alimentan a la red fluvial actual, que dispone así de unos clastos con granulometría previamente elaborada.

A pesar de que estas acumulaciones se pueden encontrar hasta 700-800 m. de altitud, en realidad el área de procedencia se sitúa por encima de los 1.000 m., aunque, como ya dijimos, pueden existir excepciones.

Los *canchales de gelifracción* son de características semejantes a los depósitos ya descritos, salvo que ocupan una extensión mayor dentro de la vertiente y pueden generarse con ángulos menores, llegando a una más rápida regularización. Como ejemplo de canchal funcional puede citarse el de la cara N. del pico de Guara, que se extiende entre 1.800 m. y 1.200 m.; mientras que los inactivos son difíciles de localizar, pues los cortes frescos son escasos y están colonizados superficialmente por la vegetación.

Un depósito de ladera, de características semejantes y muy probablemente contemporáneo con este último descrito, ha sido estudiado por García Ruiz y Ruiz Budría (1977) en el Prepirineo aragonés, al S de San Juan de la Peña, suponiendo una génesis por procesos de hielo-deshielo y coladas de gelifluxión y otorgándole una edad post-würmiense.

Los *derrubios estratificados* son depósitos de cantos angulosos de pequeño tamaño y material intersticial fino, parecidos a los «grèzes-litées» pero sin poseer horizontes lavados, con pendientes menores de 25°. Se relacionan directamente con una morfogénesis periglaciaria, en la que los derrubios son producidos por microgelivación, pero falta agua suficiente para que la matriz arcillosa sea evacuada; ya que la zona de nieves perpetuas se restringía a las cimas de la Sierra de Guara, a partir de 1.800 m.

La localización de cortes adecuados donde se observen estos derrubios estratificados ha sido difícil y, aunque se intuyen bajo la acusada y madura regularización de algunas vertientes, es imposible estudiarlos en la actualidad. Sólo en la vertiente oriental del cerro Santiago, unos 1.500 m. al N de Eripol (Hoja 249-Alquézar, Cuadrante I), y a la cota de 810 m., una pequeña labor para extracción de áridos permite observar un depósito (foto 18) de unos 5 m. de potencia con una serie de niveles estratificados e inclinados 22° hacia el Oeste. Estos niveles presentan una granulometría gruesa bastante uniforme, en la que alternan clastos angulosos de 2 a 5 cm. de diámetro con matriz arcillosa y rellenos canaliformes de clastos igualmente angulosos pero sin matriz. A pesar de este aspecto homométrico, existen algunos bloques dispersos en el depósito, con un predominio a muro y

mayor escasez a techo. La matriz arcillosa rojiza no es original, sino que procede de una antigua cobertera edáfica de la que aún quedan algunas reliquias relleno de las grietas profundas en la superficie caliza kastificada. La acumulación está ligeramente cementada y no se observan fenómenos de crioturbación.

La no funcionalidad de este depósito se demuestra por la cementación de los detriticos, la cubierta vegetal que lo tapiza, su superficie ligeramente erosionada y la incisión de los barrancos que lo disectan. Este encajamiento produce, en los márgenes de los barrancos, unas pequeñas terrazas elevadas de 0,5 a 1 m. sobre los talvegs actuales.

Otras acumulaciones de parecidas características, pero algo peor seleccionadas y estratificadas se localizan en el valle del río Guatizalema, entre la Almunia del Romeral y la presa de Vadiello. Están igualmente incididas por la red fluvial y colgadas 1 m. aproximadamente sobre el cauce de dicho río.

4.2.3.2. VERTIENTES DE SOLIFLUXIÓN

La solifluxión es un flujo lento del manto del suelo y rocas sueltas, saturado de agua, a causa de la gravedad y la acción de la helada, ayudadas por el drenaje subsuperficial (Washburn, 1973).



Foto 18. — Derrubios estratificados de vertiente con material de gelifración pequeño y homométrico. Suelo tipo rendzina a techo. Río Vero en Eripol.



Foto 19. — El mismo depósito de la fotografía anterior con un nivel basal de cantos mayores.

Las vertientes con acumulaciones de origen solifluidal se restringen, en la zona de estudio, al flanco septentrional de Sierra Guara, predominando a alturas de unos 1.700 m. (Plano de Cupierlo) y cubriendo un área de escasa pendiente. Esta cota se encuentra incluida dentro del piso geobotánico subalpino, con una efectiva actividad periglacial (Rodríguez Vidal, 1982 b) que ocultaría o perturbaría las acumulaciones de épocas anteriores.

El depósito en cuestión no presenta superficialmente una morfología especial, sino que se adapta al relieve del sustrato. Aunque los afloramientos son escasos, ya que la cubierta herbácea y la uniformidad de la acumulación no lo permiten, en algunos lugares se observan pequeños escalones como resultado del engullimiento del material por dolinas funcionales que lo transportan hacia el interior del macizo kárstico. En estos puntos se comprueba la naturaleza fundamentalmente arcillosa del depósito, de color pardo, con algún canto anguloso disperso de naturaleza caliza. Vertiente arriba desaparecen los detriticos finos, para pasar a una superficie desnuda o ligeramente salpicada de fragmentos angulosos de roca. Geomorfológicamente, este depósito podría definirse como una «solifluxión en manto» (Tricart y Cailleux, 1967), en cuyo techo se instala un suelo pardo (tipo rendzina).

En zonas de menor altitud, entre 800 y 900., también suelen localizarse vertientes que parece han sufrido un deslizamiento solifluidal de detriticos,

por ejemplo en la margen izquierda del río Isuela frente al pueblo de Nueno; aunque más bien podría asimilarse a una circunstancia especial, como es la abundante disponibilidad de material arcilloso del Trías que lubrica y facilita el proceso. En este mismo sentido se definen Creus Novau y García Ruiz (1977), en el alto valle del río Gállego, al comprobar que el grado de humedad que afecta a la arcilla es el factor principal, en este caso, para el funcionamiento por solifluxión.

En las Sierras Prepirenaicas leridanas, este fenómeno ha sido ampliamente descrito (Peña, 1980), con características semejantes a las aquí observadas. En zonas de mayor altitud del Pirineo, la solifluxión es aún funcional y ha sido estudiada por varios autores, como García Ruiz y Puigdefábregas (1982), Villar (1977), Serrat (1980) y Soutade (1980).

4.3. Consideraciones genéticas

El glaciario pirenaico es un interesante tema geomorfológico no excesivamente conocido, a pesar del elevado número de investigadores que han trabajado directa o indirectamente en él. Se desconocen las fases glaciares que han actuado a lo largo del Cuaternario y su intensidad relativa, la vinculación precisa entre las acumulaciones glaciares y/o fluvioglaciares y la fase o pulsación fría que las generó, la relación de estas acumulaciones con los depósitos fluviales de terrazas y glacis, etc.

A pesar de esta escasez de conocimientos, pueden aportarse, actualmente Martí, Serrat y González (1977), algunas conclusiones parciales para el Pirineo occidental, admitiendo una importante fase glaciar de posible edad würmiense, con acumulaciones que en algunos puntos serían holocenas, y una fase previa representada por la terraza fluvioglacial de 50 m. de Castiello.

En el esquema sobre el glaciario pleistoceno y actual (Solé Sabarís, 1957), las Sierras Exteriores aragonesas quedan excluidas y hasta cierto punto sería factible, ya que la morfología glaciar, en la zona de mayor altitud, está ausente; pero en función de los datos de Bomer (1977) se puede admitir para el Würm un límite de las nieves perpetuas en torno a los 1.800 m., lo que supondría su existencia únicamente en los doscientos últimos metros de la cima del pico de Guara y escasamente en la «cuerda» principal de esta misma Sierra.

Los depósitos de vertiente localizados en el área de estudio están íntimamente relacionados con fases climáticas frías, bien en conexión con el glaciario cuaternario o con crisis climáticas holocenas. Como algunos autores han puesto en evidencia, durante el Würm la mayor parte de las elevaciones montañosas prepirenaicas estuvieron bajo la actividad crioclástica, con la consiguiente acumulación de detriticos en vertiente.

La datación exacta de estos depósitos aún no está excesivamente precisada. Sólo Peña (1980), en base a criterios arqueológicos aportados por Sunyer en el valle del Segre, data dos niveles bajos de terraza (+20 m. y +10 m.) como Würm I y II. Además, los restos prehistóricos de la Cova del Segre, relacionables con la terraza de 3 a 7 m. sobre el cauce de este mismo

rio, permiten fijar su elaboración como del tardiglaciario subatlántico (Peña, 1980).

La reciente aparición de una publicación sobre pinturas rupestres y excavaciones arqueológicas (Baldellou, 1982) en el valle del río Vero, hizo ponernos sobre la pista de lo que podría ser, hasta la fecha, la única datación de un depósito en el área de estudio. La colaboración posterior con el Dr. Baldellou, director del Museo Arqueológico de Huesca, fue completa: lo que permitió acceder a los datos disponibles y la visita a la *cueva de la Fuente del Trucho*, en la margen derecha del barranco de Piedracantal (Alquézar), afluente del río Vero.

La cueva en cuestión es un abrigo de 18 m. de profundidad en cuyo suelo se ha practicado una cata, en la boca de la cavidad, de 9 m² de superficie y 1,55 m. de profundidad (hasta el año 1982). Hasta el momento, se han definido tres unidades arqueológicas (Baldellou, 1982): Nivel superficial, revuelto, con piezas sueltas; y dos niveles de ocupación asociados a zonas de hogares. En ambos aparecen restos de animales, especialmente de *Equus*, y una industria lítica *Musteriense* (Paleolítico medio), con una datación general para todos estos complejos de unos 50.000 años B.P.

Geológicamente, el depósito excavado está compuesto por cantos angulosos muy heterométricos, con diámetro mayor comprendido entre 5 cm. y 15 cm., procedentes del desprendimiento de techos y paredes. La matriz es arcillosa, parda, aunque pueden existir pequeños clastos (menor de 1 cm.) o ausencia total de matriz. Algunos niveles presentan una ligera cementación, como consecuencia de la circulación lenta del agua de infiltración a su través.

A techo de esta acumulación detrítica, se observa una cubierta travertínica de unos 20 cm. de espesor; aunque en el flanco S de la cavidad alcanza hasta 2 m. El sellado es bastante uniforme, salvo en algunos puntos por excavación antrópica actual. La edad del depósito químico es aún desconocida, aunque sobre su superficie aparece un grabado de dudosa interpretación. Actualmente la cubierta travertínica está en fase de desecación, con goteos muy puntuales.

Otro dato que puede resultar de interés, es la época de facturación de las pinturas rupestres dibujadas en el interior de la cavidad, fechadas en principio dentro del ciclo Auriñaco-Perigordiano (Baldellou, 1982), hace unos 30.000 años.

Si relacionamos la acumulación detrítica *Musteriense* con las recurrentes frías del Würm I y II y las pinturas rupestres con el Würm III, significa que la colada travertínica podría haberse generado entre ambos momentos (interglaciario Würm II-III; ya que sella a la primera y no parece afectar en ningún punto a la segunda. De igual forma, es muy probable que las primeras fases frías del Würm hayan sido en esta región las más rigurosas, puesto que no parece que en el interior del abrigo existan otras acumulaciones detríticas posteriores al travertino; hecho constatable en la ausencia de deterioro de las pinturas rupestres por actividad crioclástica.

La conexión de los depósitos de la cueva de la fuente del Trucho con alguna acumulación de vertiente o de terraza aluvial es muy difícil, debido a la ausencia de afloramientos en este punto.

5. MORFOGENESIS RECIENTE Y ACTUAL

5.1. Sistemas morfoclimáticos

Las relaciones existentes entre procesos, materiales y formas, pueden aplicarse a todas las escalas; aunque la respuesta de un sistema frente a la variación de uno o varios de sus parámetros iniciales puede ser muy distinta y, en consecuencia, el modelado resultante. La compleja interrelación entre las variables, que entran a formar parte de un sistema, define cómo un medio puede pasar de ser erosivo a deposicional y cuál será su impronta morfogenética.

Desde mediados de este siglo, aproximadamente, comenzó a desarrollarse entre los investigadores del tema la idea de la concepción climática de la Geomorfología; es decir, del clima como factor del relieve, en contraposición a la teoría de Davis y Penck, en la que se atribuye el control de la morfogénesis a la interacción dinámica de los agentes externos e internos.

Uno de los métodos más utilizados para el estudio de esta relación entre el clima y los procesos actuantes, es el de Wilson. Su sencillez es extremada al utilizar únicamente dos parámetros climáticos: temperatura y precipitación.

El hecho de no tener en cuenta otras variables morfogenéticas, como la litología, la tectónica o el tiempo, no resta valor a los resultados obtenidos por este método, sino que, al contrario, apoyándonos en él y analizando el peso real de cada uno de los parámetros del sistema podremos alcanzar una aproximación bastante aceptable al modelo natural.

La zonación climática del planeta se fundamenta en la circulación general atmosférica. Basándose en este hecho, Wilson define cuatro sistemas fundamentales: Glaciar, Árido, Templado Húmedo y Selva, que se caracterizan por otros tantos modelados diferentes.

En aquellas zonas donde se verificase una interacción estacional de dos o más de estos sistemas, el modelado resultante sería bastante complejo. Este es el caso de los sistemas Mediterráneo (Árido, Semiárido, Templado Húmedo) y Continental (Periglaciar, Semiárido, Templado Húmedo), propios de nuestras latitudes.

Con independencia de la concepción estrictamente morfoclimática del método de Wilson, existen otras limitaciones evidentes, puesto que en sus regímenes climáticos (fig. 18) los umbrales de acceso de un sistema a otro son fijos —es decir, la línea que los separa—, y bien sabemos que esto no ocurre así en la realidad. El paso de un sistema a otro se rige no sólo por factores climáticos, sino por todo elemento que incida de alguna manera en el modelado.

Así pues, el método de Wilson aporta unas líneas que son bastante válidas y, como instrumento de trabajo que es, su uso apropiado acarrea a cualquier estudio regional una base adecuada para su desarrollo.

Las medidas de los valores mensuales de precipitación y temperatura se han situado en un diagrama de termohietas (fig. 18). La imposibilidad de

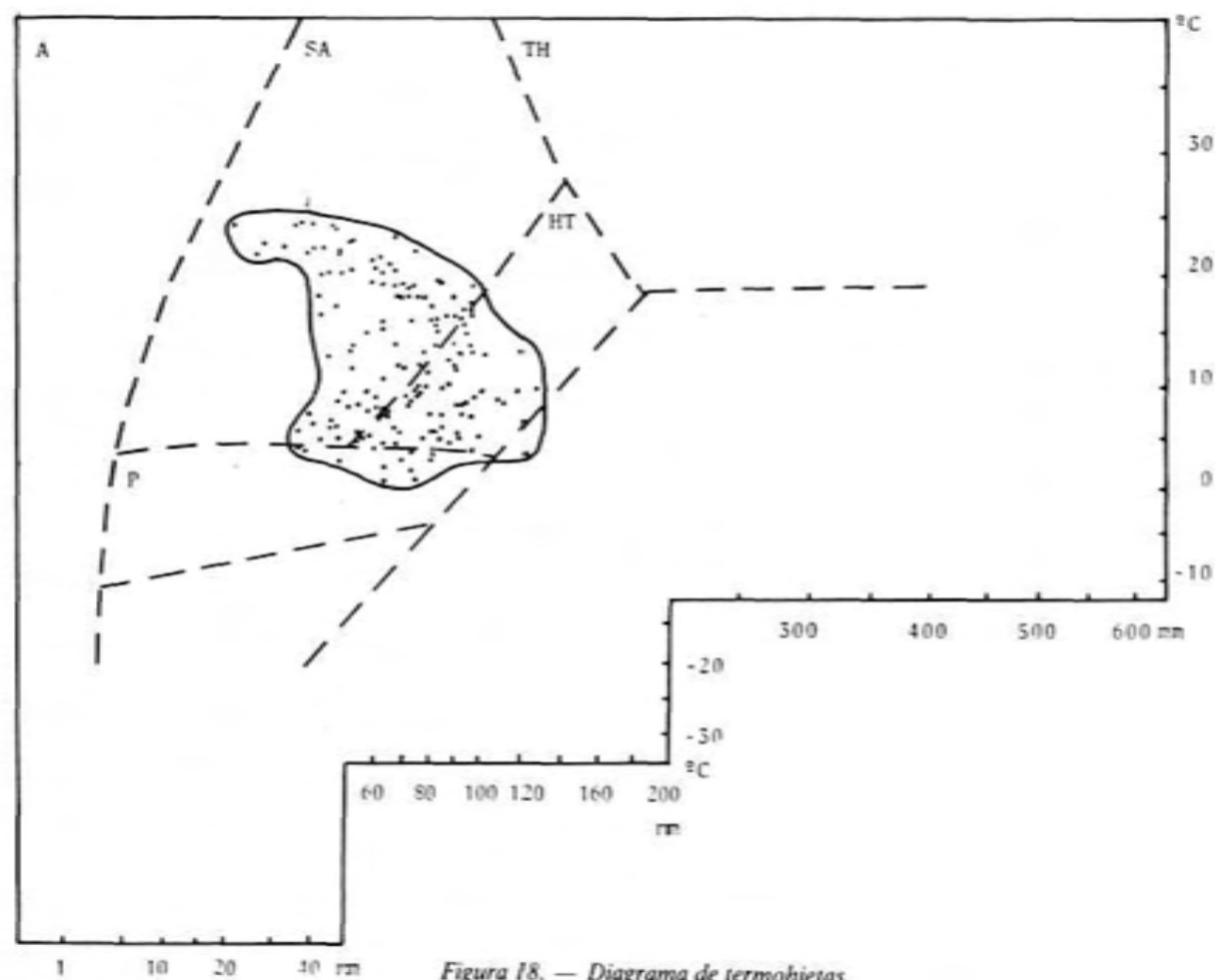
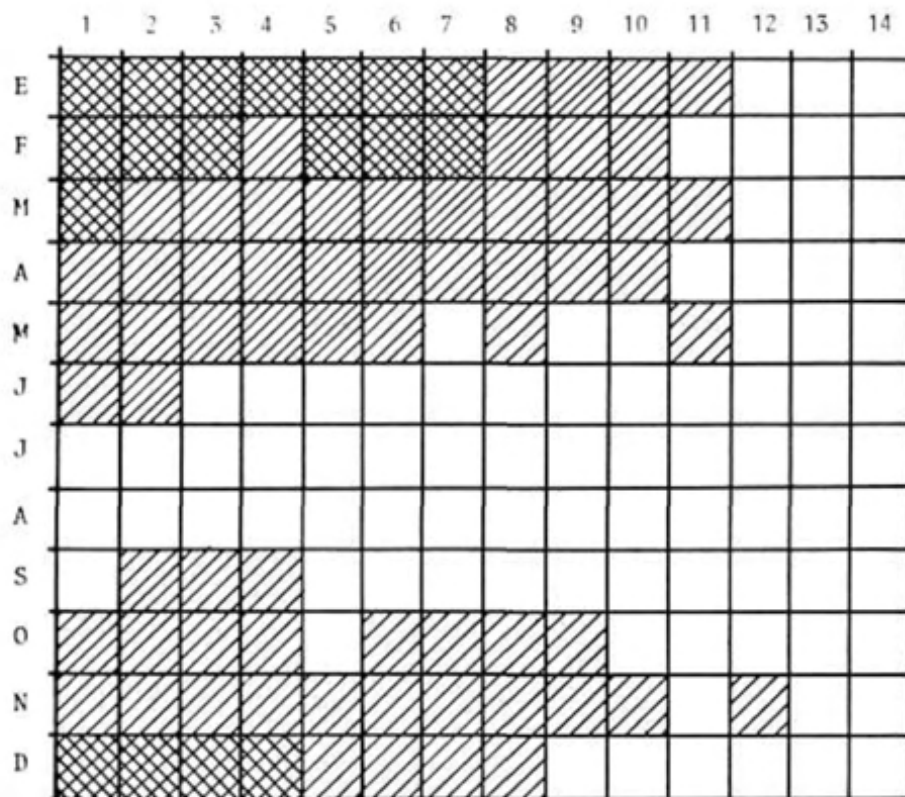


Figura 18. — Diagrama de termohietas.

ESTACIONES METEOROLÓGICAS

Estaciones

- 1.- Botaya "San Juan de la Peña"
- 2.- Nocito
- 3.- Sta. m^a de Belsué
- 4.- Aineto
- 5.- Arquis, E.
- 6.- Mediano, E.
- 7.- La Peña, E.
- 8.- Biel
- 9.- Loarre
- 10.- Nueno
- 11.- Apiés
- 12.- El Grado, E.
- 13.- Huesca "Monflorite"
- 14.- Ardisa, E.

Sistemas Morfoclimáticos

Figura 19.— Distribución morfoclimática mensual de las estaciones meteorológicas consultadas.

limitar cada una de las catorce estaciones con un trazo continuo, en un solo gráfico, ha obligado a indicar únicamente su coordenada en el diagrama. De esta manera se origina una nube de puntos que, a grandes rasgos, nos indican los principales sistemas morfoclimáticos reinantes en las Sierras a lo largo de todo el año.

Ahora bien, si deseamos conocer en cada observatorio el sistema climático probablemente existente en un mes determinado, tendremos que acudir a la figura 19, donde se realiza una distribución morfoclimática mensual para cada estación.

De esta manera podemos deducir la existencia, en la región, de tres sistemas morfoclimáticos que se sustituyen o yuxtaponen a lo largo del año; dependiendo su duración de los factores climáticos generales.

Los procesos morfogenéticos asociados, ejercerían su labor con mayor o menor intensidad en cada época del año, no existiendo un claro umbral a partir del cual uno actuaría y otro dejaría de hacerlo.

5.2. Procesos morfogenéticos

Los datos de precipitación y temperatura, introducidos en el diagrama de termohietas, nos definen cuáles son los procesos que, a grandes rasgos, deben condicionar y generar el modelado de la región. La representación gráfica de dichos datos (fig. 20) conforma la distribución general de los sistemas morfoclimáticos dominantes.

El mapa de isodistribución morfoclimática se ha confeccionado con los datos procedentes de este estudio, para la zona de Sierras, y con las aportaciones de este mismo autor (J.R.V.) en una publicación de 1982 b, para el área del Somontano.

La relación existente entre sistemas morfoclimáticos y procesos morfogenéticos se puede observar en el gráfico propuesto por Wilson, del que entresacamos los concernientes a este estudio:

CPS Designación	Procesos dominantes	Formas de relieve
Periglaciár.	Acción del hielo. Solifusión.	Suelos poligonales. Pendientes de solifusión, lóbulo, terrazas. Llanuras aluviales proglaciares.
	Agua corriente.	
Semiárido.	Agua corriente.	Pedimentos, abanicos aluviales. Pendientes angulosas con detriticos groseros. «Badlands».
	Alteración (desagregación mecánica).	
	Movimientos en masa.	

Templado-Húmedo.	Agua corriente.	Pendientes suaves, suelo cubierto.
	Alteración (química).	Crestas y valles.
	Reptación (y otros movimientos en masa).	Depósitos aluviales.

La distribución regional de estos tres sistemas en las Sierras Exteriores y el Somontano, viene influenciada principalmente por la orientación meridional o septentrional, y a su vez por la zonación en altitud. Por tanto, no existe ningún límite a partir del cual pueda decirse que un sistema empieza a funcionar o deja de hacerlo.

También deben tenerse en cuenta las condiciones climáticas extremas, como las grandes lluvias, épocas de pertinaz sequía, inviernos rigurosos o las amplitudes térmicas diarias; todas ellas de una gran eficacia morfogenética, pero que en la mayoría de las ocasiones no son fácilmente detectables, salvo excepciones. Este hecho ya fue apuntado por Tricart (1977): «Los procesos morfogenéticos están más en función de los extremos que de las medias climáticas».

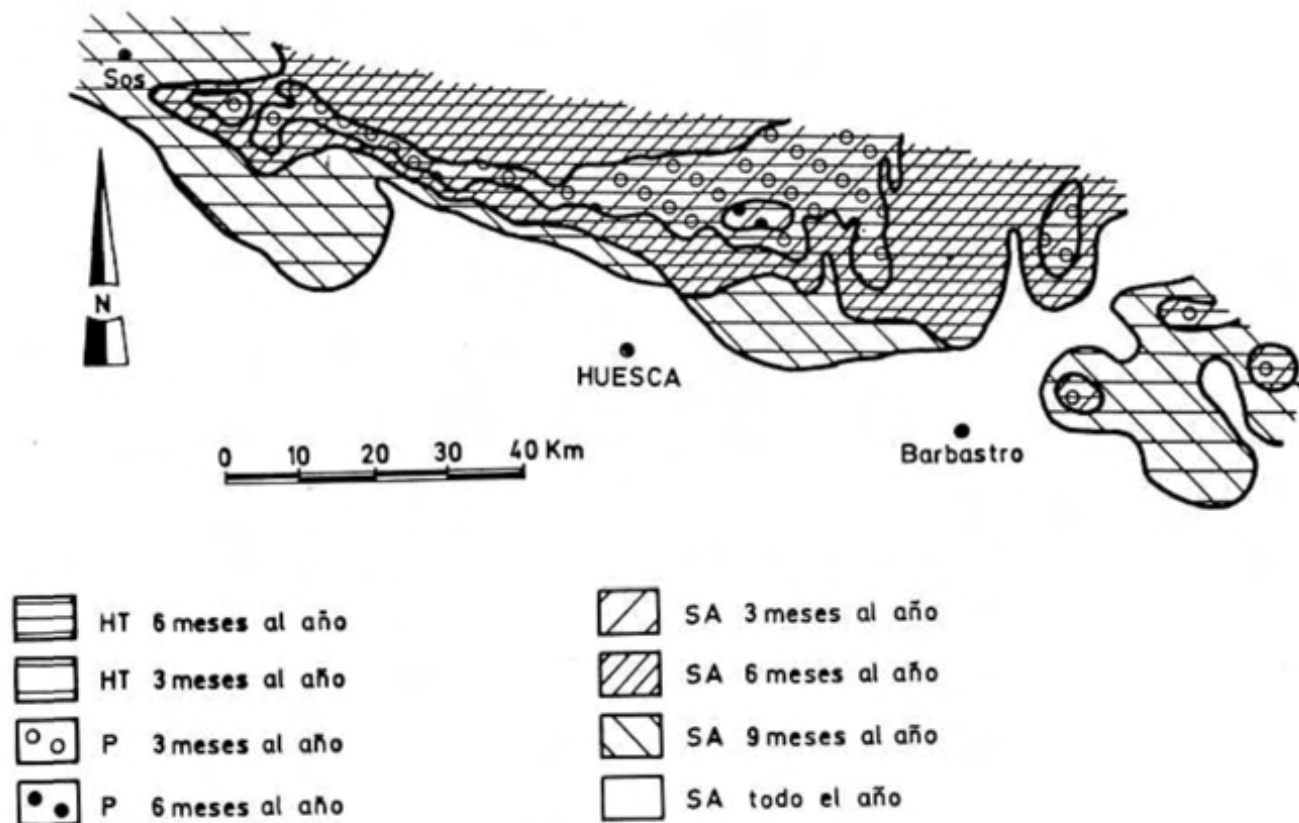
La labor de comprobación y evaluación de esta afirmación es ardua y prolongada, puesto que estas circunstancias meteorológicas extremas suelen suceder de manera no periódica y, al mismo tiempo, una vez detectadas, sería necesario comprobar en zonas apropiadas la efectividad de su acción morfogenética.

Del abanico de posibles sistemas, que de hecho ejercerían su acción en la zona, hay que considerar el factor de la «dominancia» de unos sobre otros a lo largo del tiempo. Este hecho condiciona a su vez el predominio de ciertos procesos sobre otros de carácter regresivo, que sólo dejarían su impronta en el relieve cuando los factores no climáticos les sean favorables.

Es evidente que la distribución climática zonal no puede aplicarse al estudio del relieve, desde el momento en que el estudio se concentra en un área relativamente reducida. La climatología local, junto con los factores litológicos estructurales, topográficos, etc., condicionan un modelado que sólo coincide a grandes rasgos con el que le debería corresponder en función de dicha distribución zonal de la tierra. Un ejemplo claro lo constituyen los gráficos de Peltier (1950) para la intensidad de los procesos actuales (fig. 21), donde se evidencia una moderación en la actividad de todos los procesos representados. Por así decirlo, estamos ante sistemas de erosión que se caracterizan por su escasa eficacia. Sólo la erosión fluvial predomina ante cualquier tipo de agente.

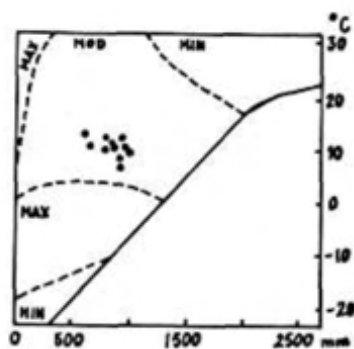
Por tanto la distribución teórica de los sistemas morfoclimáticos (fig. 20) encontrados en la región, implica de hecho una existencia real de tales procesos, pero no obliga a que la intensidad de la acción morfogenética sea equiparable en cada punto y a cada momento, puesto que sus condicionantes pueden favorecerla unas veces o anularla otras.

Así pues, dentro de cualquier zona morfoclimática definida, los proce-

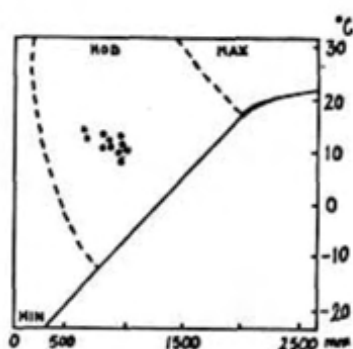


DISTRIBUCION MORFOCLIMATICA

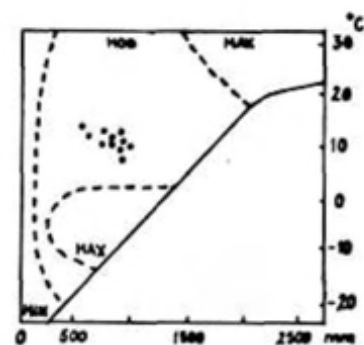
Figura 20. — Mapa de distribución morfoclimática.



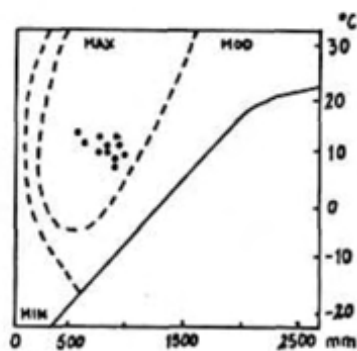
DESAGREGACION
MECANICA



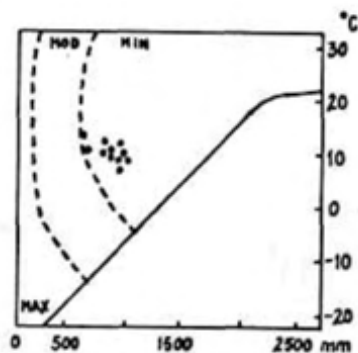
ALTERACION QUIMICA



DESPLAZAMIENTOS
EN MASA



EROSION FLUVIAL



EROSION EOLICA

Figura 21. — Características morfogenéticas anuales de las estaciones meteorológicas.

Los morfogenéticos actuantes variarán su intensidad modeladora en función de factores no climáticos, a lo largo del espacio y el tiempo.

5.3. Procesos actuales

El estudio de la erosión actual responde a una doble preocupación: por un lado, la puramente especulativa, tendente al conocimiento del sistema morfoclimático que condiciona el relieve presente. Por otro lado, el punto de vista más práctico y aplicado, que normalmente se utiliza para los estudios medioambientales y de ordenación del territorio.

Desde el punto de vista teórico, el análisis de los procesos actuales nos ayuda a una mejor comprensión del relieve; no sólo en sus formas presentes, sino en la identificación de las paleoformas y la influencia que ejercen y han ejercido los factores no climáticos en su génesis.

En líneas generales, y a la vista del mapa morfoclimático (fig. 20), se evidencia en la zona de estudio un predominio del sistema semiárido, sobre todo en el Somontano, y una complejidad mayor a medida que ascendemos en altitud, con un escalonamiento gradual de los sistemas (Rodríguez Vidal, 1982 b).

Los procesos *periglaciares* pueden existir en la actualidad, de manera muy reducida, a partir de los 1.000 metros; llegando a actuar durante seis meses al año, por lo que la acción mecánica de hielo-deshielo posee aquí bastante importancia.

El modelado resultante más característico son las vertientes reguladas por gelifractos y otros materiales periglaciares al pie de los escarpes rocosos; independientemente de otras formas de tamaño variable, probablemente heredadas de épocas anteriores más frías. La eficacia del periglaciario actual como sistema morfogenético, parece que se restringe a las áreas más elevadas de las montañas, a partir de 1.800 m. de altitud, lo cual no impide que su acción, aunque de menor intensidad, pueda efectuarse a cotas menores.

En las Sierras Exteriores Prepirenaicas, y en zonas de umbría, la acción periglaciaria puede bajar hasta la cota de 1.500 m., mientras que, p.e., en el macizo del Moncayo (Pellicer, 1980) actúa a partir de 2.000 m. En las Sierras turolenses de Javalambre y Albarracín (Gutiérrez y Peña, 1975 y 1977), el periglaciario actual es muy débil y se limita a una ligera gelifracción y a fenómenos de «pipkrake», que son normales en todas las umbrías del área.

Algún otro ejemplo, como el de la Sierra de Urbión (Thornes, 1968), también ha sido observado a partir de 2.000 m.

La distribución de las regiones con morfogénesis periglaciaria y la asignación de una cota límite para su acción, son problemas muy locales, en los que entran a formar parte otros factores no climáticos como la litología, vegetación, exposición a solana o umbría o la acción antrópica. Este último, como apunta Villar (1977), es en gran medida responsable de la actual expansión de los fenómenos periglaciares hacia cotas más bajas que climáticamente no les corresponden.

Si descendemos en altitud, pero sin abandonar las áreas montañosas de las Sierras, aparece durante varios meses al año (fig. 20) el sistema *tem-*

plado húmedo, donde tanto las lluvias como las nevadas proveen al suelo de una reserva de agua durante todo el año. La circulación del agua excedente por arroyos y barrancos, realiza una eficaz labor de transporte de los materiales detríticos al igual que la excavación en cabecera y profundización del lecho actual.

La litología calcárea en estas zonas de altitud media, por encima de 800 m., junto con la abundante agua disponible, favorecen igualmente la karstificación, tanto superficial como subterránea (Peña Guara, 1972 y 1973); aunque la mayoría de este modelado es heredado de otras épocas más favorables a la disolución, siendo en la actualidad un proceso de intensidad moderada.

Los procesos morfogenéticos ligados al sistema *semiárido*, que actualmente mejor se reconocen, son la acción de la arroyada y la meteorización mecánica. El carácter esporádico y torrencial de las precipitaciones junto con una litología adecuada, modelan frecuentemente un paisaje acaravado (*badland*) y en chimeneas o torrecillas (*demoiselle coiffées*), a los que se suman la incisión lineal en los barrancos de fondo plano (vales), depósitos de vertiente (Ibáñez y Mensua, 1976) y sustrato mioceno.

Bajo este mismo sistema semiárido, y en el piedemonte de las Sierras, los niveles de areniscas miocenas se ven sometidos a un intenso proceso de meteorización mecánica; bien sea por humectación-secado o por haloclastismo, que conllevan una desagregación y descamación de la roca (Rodríguez y Navascués, 1982). El micromodelado resultante puede aparecer en los escarpes (tafonis, alveolos) o en la superficie horizontal (gnammas y pequeñas depresiones), siendo este último bien descrito y estudiado por Gutiérrez e Ibáñez (1979) en la región de Alcañiz. El resultado final de esta meteorización es el retroceso de la vertiente y la disponibilidad de un depósito limo-arenoso capaz de ser transportado por cualquier medio existente.

El endorreísmo es un fenómeno poco usual en el Somontano, aunque no inexistente. Aparece sobre todo en forma de pequeñas depresiones entre paleocanales de arenisca miocena o bien excavado en los glaciares más recientes (al Oeste de Huesca). Según Ibáñez (1973), su génesis es una convergencia de factores estructurales, litológicos y climáticos, a los que ayuda indirectamente la acción del viento.

Una consecuencia directa del endorreísmo es la salinidad, motivada, por la concentración de sales aportadas en solución por las aguas de arroyada y acumuladas en depresiones cerradas, sobre todo lagunas temporales, carentes de drenaje externo.

La amplia dispersión que alcanza la salinidad en la Depresión del Ebro no solamente en las áreas endorreicas, se debe a un condicionamiento geológico, climático y antrópico (Alberto et al. 1979).

Con independencia de estos procesos morfogenéticos, hasta cierto punto zonales, encontramos otra serie de ellos con un origen climático extra-zonal, propios de otras latitudes: este es el caso del río Cinca, procedente de áreas más lluviosas, que atraviesa el Somontano semiárido; o bien los propios ríos prepirenaicos (Flumen, Guatizalema, Alcanadre y Vero) que cruzan varias áreas morfoclimáticas diferentes.

Otra serie de procesos morfogenéticos, desligados por completo de la influencia climática, que ejercen un fuerte impacto modelador, son los denominados azonales. El más importante de ellos es la acción antrópica: deforestación, agricultura, pastoreo y obras públicas; que debido a su intensidad, a la superficie que abarcan y a la antigüedad del proceso (desde el Neolítico) puede considerarse como un agente de elevada eficacia.

También es frecuente observar, en las zonas acarcavadas, arcos naturales y zonas deprimidas relacionables con mecanismos de suffosión en materiales limosos, recientes y no consolidados.

El viento es otro agente azonal, fundamental en el clima de la región (Biel y García de Pedraza, 1962). Y aunque su génesis sea debida a la circulación general atmosférica, es indudable que su condicionamiento es básicamente orográfico. La deflación se encuentra actualmente muy extendida en la depresión del Ebro, debido a la intensa actividad agrícola, al tamaño de las partículas de la superficie del suelo y a la persistente circulación eólica.

Este rápido vistazo a los procesos actuales, que han podido ser reconocidos, induce a pensar que nos encontramos en una zona eminentemente *rexistásica*: con contrastes estacionales acentuados, cubierta vegetal muy escasa, suelos poco desarrollados, fuerte erosión mecánica y transporte de materiales detríticos.

II. B. PIEDEMONTE

INTRODUCCION

La unidad morfoestructural del Piedemonte pirenaico o Somontano oscense representa una banda E-W que se adosa meridionalmente a las Sierras Exteriores y que sirve de tránsito entre éstas y el área central de la Depresión del Ebro. Este paso no se verifica de una forma continuada, sino que se interpone el relieve NW-SE de la Sierra de Alcubierre; una barrera eficaz que ha condicionado durante el Cuaternario las direcciones de aporte y la organización de la red fluvial.

El Piedemonte pirenaico se compartimenta geográficamente en otras unidades o comarcas de menor extensión, como la de Sos, Hoya de Huesca, Somontano de Barbastro y La Litera. Sólo la Hoya de Huesca y el Somontano de Barbastro quedan comprendidos dentro del área de estudio, cuya superficie es atravesada por los ríos prepirenaicos Isuela, Flumen, Guatizalema, Alcanadre y Vero.

Este sector central del Somontano pirenaico oscense tiene un relieve aparentemente suavizado, entre 800 m. y 400 m. de altitud, aunque los bruscos cambios laterales de facies, dentro de la serie estratigráfica mioceña, generan una circulación preferente de la red fluvial y, por tanto, una erosión selectiva en estos materiales, que trae como consecuencia la excavación de hoyas o áreas deprimidas y alargadas en dirección meridiana,

donde los procesos erosivos y sedimentarios del Cuaternario se han desarrollado de manera primordial. El adelgazamiento erosivo diferencial de la serie aquitaniense (Crusafont, Riba y Villena, 1966) del piedemonte origina, entre las Sierras Exteriores y las plataformas calizas del Neógeno superior (Almudévar, Alcubierre y Sigena), un amplio corredor de erosión NW-SE de probable edad pliocena (Alberto et al., 1983), puesto anteriormente en evidencia por Solé Sabaris (1952, p. 368).

A grandes rasgos el relieve es tabular o suavemente inclinado hacia el S, salvo la banda anticlinal de Barbastro-Balaguer, con un modelado estructural de barras y hogbacks de arenisca que orlan un núcleo yesífero de dirección NW-SE. La incidencia de esta estructura anticlinal, en la evolución morfológica de este sector del Somontano, parece haber sido escasa, ya que la red fluvial ha excavado sus valles y acumulado sus terrazas con total y absoluta independencia.

El control litológico es en el Somontano más trascendental que la estructura. Los conglomerados oligo-miocenos de borde originan formas acastilladas, con paredes verticales y fuertes desniveles, cuyo relieve ha sido definido por Solé Sabaris (1952) como *seudomontserratino* y que aquí denominamos tipo *mallo*, por ser un topónimo bien definido en la región. Hacia el S los conglomerados pasan a niveles de arenisca incluidos en una unidad limolítica y lutítica. La distribución de las areniscas en el Somontano es aleatoria, aunque se observan áreas donde éstas predominan sobre los detríticos finos y que constituyen las principales líneas divisorias de la red fluvial actual. La disposición horizontal de los estratos y su litología de resistencia alternante a la erosión, origina relieves en «mesa» o en graderío a lo largo de la vertiente. También se presentan «cuestas» formadas a partir de niveles calizos en la zona de tránsito entre el borde y el centro de cuenca, como es el caso de las cuestas de Almudévar (Bomer, 1957 a).

Las cubetas o depresiones donde se instala la red fluvial son, a la vez que áreas preferentes de erosión, canales donde se observan y conservan mejor las acumulaciones cuaternarias; ya que los depósitos pliocuaternarios suelen localizarse sobre todo en zonas interfluviales, a cobijo de un sustrato arenoso de mayor competencia. De todas formas el desarrollo lateral de terrazas aluviales es escaso, debido a la profunda incisión que experimentan los ríos somontanos y el perfil transversal abrupto de sus valles; sólo en aquellos puntos donde la litología del sustrato lo permite se excavan valles más amplios, con extensas terrazas e interfluvios modelados en glacia, como es el caso de la Hoya de Huesca y el área de confluencia de los ríos Guatzalema y Alcanadre.

Al igual que ocurre en las Sierras Exteriores, hemos tratado en el Somontano de no abarcar una extensión de terreno en el que se sintiese la influencia de los aportes pirenaicos, como es el caso de las terrazas de los ríos Gállego y Cinca, aunque esto no es impedimento para que puedan establecerse correlaciones espacio-temporales.

Así pues, este sector del piedemonte pirenaico, a pesar de su uniformidad, se encuentra compartimentado en unidades de menor entidad en forma de bandas N-S que, a grandes rasgos, definen la dirección de circula-

ción de la antigua red fluvial miocena y que se presentan con escasa cobertura cuaternaria (interfluvio Guatizalema-Alcanadre), con abundantes depósitos cuaternarios (interfluvio Flumen-Guatizalema) o intermedia entre las dos anteriores (interfluvio Alcanadre-Vero).

1. EL TRANSITO SIERRAS EXTERIORES-DEPRESION DEL EBRO

La primera impresión que nos ofrecen las Sierras Exteriores, vistas desde el S, es el abrupto contraste de relieve que existe entre dichas montañas y el área deprimida o somontano que se extiende a sus pies, con una diferencia de cotas aproximadamente de 1.000 m.

Desde el punto de vista geológico y geomorfológico, y ante esta circunstancia orográfica, surgen enseguida las preguntas de cómo es el contacto entre estas dos unidades, cómo se articulan y cuál es la historia evolutiva de esta zona de tránsito.

El contacto mecánico, observado desde hace algunos años, lo representa Selzer (1934) como una falla inversa con vergencia Sur que hace montar la unidad de Sierras sobre los depósitos horizontales terciarios de su piedemonte; mientras que Almela y Ríos (1950) lo interpretan como pliegues-falla generados en una fase de compresión N-S intraoligocena (en la actualidad estos depósitos se datan como miocenos), ya que perturban y afectan a las molasas de esta edad. Más tarde, Seguret (1972) asimila el relieve enérgico de las Sierras con el amortiguamiento frontal de las unidades de cobertera despegadas y desplazadas hacia el S a lo largo de varios kilómetros.

Hasta la actualidad, todos los autores que han trabajado en la tectónica pirenaica, incluido las recientes ideas de Garrido Megías (1982), suponen que el tránsito entre las dos unidades se realiza por medio de contactos mecánicos cabalgantes, como consecuencia de una tectónica compresiva N-S de probable edad Oligoceno-superior, o intramiocena en la zona de Navarra (Garrido Megías, 1973). No se tiene en cuenta, en ningún lugar, una tectónica distensiva, con actuación de fallas normales, como causante posible de estos acusados desniveles en el relieve; aunque casi todos los autores citan un período de distensión y reajuste isostático que afectaría a la Cadena pirenaica durante el Mioceno-Cuaternario.

La estructura de las Sierras Exteriores, en su tránsito al piedemonte, puede ser observada en varios puntos, preferentemente allí donde la red fluvial profundiza transversalmente dicha estructura.

En el corte del río Gállego, Puigdefábregas y Soler (1973) ponen en evidencia una estructura compleja, vergente al S, como consecuencia del desplazamiento de la Cuenca de Jaca durante el Estampiense-Aquitaniense, ya que las capas correlacionables con los conglomerados superiores de Riglos contienen fauna Aquitaniense en Ayerbe (Crusafont y Pons, 1969). Los conglomerados del Oligoceno superior están afectados por pliegues decamétricos, mientras que los del Mioceno muestran pliegues laxos.

Más al Este, en el corte del río Flumen, los conglomerados oligomiocenos del Salto de Roldán son netamente cabalgados por la serie

triásico-eocena, a pesar de que Soler (1970) y Puigdefábregas (1975) no lo aprecian así.

En el anticlinal WNW-ESE, de San Julián de Banzo a Santa Eulalia la Mayor, pueden hacerse dos tipos de observaciones:

a) Barranco Fondola, al N de Barluenga. Aunque el afloramiento no es excesivamente significativo, se observa un plano de falla E-W que afecta a las calizas eocenas y que es sellado de forma discordante por una serie de areniscas-conglomerados y margas miocenas. No se aprecian estructuras direccionales de movimiento. Todo ello es arrasado a su vez por una superficie de erosión-depósito de un glacis pliocuaternario.

b) Río Guatizalema en La Almunia del Romeral (fig. 22). Ese corte ya fue observado por Barrere (1951) e interpretado como un pliegue-falla de las calizas que, en su empuje, plegaba la serie detrítica del terciario superior.

Desde nuestro punto de vista, se pueden diferenciar tres unidades litológicas: al N las calizas eocenas de la formación Guara, que se ponen en contacto mecánico cabalgante con los conglomerados basales de la serie oligo-miocena; al S y a techo de la serie, una alternancia de conglomerados, areniscas y margas rojizas.

Todos los depósitos detríticos se disponen concordantemente y plegados con vergencia S y un tránsito gradual, en esta misma dirección, hacia la horizontalidad. Hacia el E, y a la misma latitud, esta serie crece en la vertical con una disposición tabular; lo que hace suponer la existencia de una superficie discordante de separación entre las series detrítica basal y superior.

Unos kilómetros al Este, la base de los niveles detríticos ha sido datada como Aquitaniense por Crusafont, Riba y Villena (1966); por lo tanto es de prever una edad Oligoceno superior para estos 150 m. de serie plegada, presentando una disposición semejante a la observada por Puigdefábregas y Soler (1973) en el río Gállego.

Si esto es así, significa que el emplazamiento cabalgante de las calizas sobre los conglomerados, tal como actualmente lo observamos, se produjo en el tránsito Oligoceno-Mioceno, al igual que la falla inversa de bajo ángulo, que sólo afecta a los niveles detríticos. Mientras que esta última se generó en dicho momento, es probable que el plano de cabalgamiento sea originalmente más antiguo y reactivado en dicha fase de deformación.

Aunque el empuje compresivo se ejerció según una dirección N-S, los niveles detríticos basales se plegaron adaptándose a la morfología previa del frente del afloramiento calizo, por lo que las líneas de capa verticalizadas describen una traza circular y paralela.

En la margen izquierda del río Formiga, Puigdefábregas (1975) cartografía una línea de cabalgamiento, de dirección aproximada E-W, que pone en contacto las calizas eocenas con los conglomerados, areniscas y lutitas del Eoceno Superior, no llegando a afectar a los conglomerados miocenos.

Aunque el anticlinal de Barbastro no está enclavado en las Sierras, sino en el Somontano, es una estructura de dirección aproximadamente pirenaica generada como consecuencia de una dinámica de cobertera y que

representa el frente de choque, en esta zona, del emplazamiento del manto de Gavarnie. Esta estructura ya fue estudiada por Crusafont et al. (1966) e interpretada como una «ride de gypse» por Garrido (1973), cuya disposición profunda se asemeja a la de un anticlinal de fondo plano (Quirantes, 1969, y Riba, 1972) de tipo semidiapírico. Pardo y Villena (1979) interpretan la estructura como resultado de una compresión y reajuste halocinético posterior, junto con la actuación de un accidente profundo de dirección meridiana.

Esta serie de observaciones realizadas a lo largo del borde meridional de las Sierras Exteriores, parecen indicarnos sin lugar a dudas el origen cierto de su relieve, una consecuencia inmediata de una dinámica de cobertera de tipo compresivo que eleva y realza los materiales triásicos-eocenos frente a los oligo-miocenos del borde de cuenca, los cuales fosilizan en su mayoría el contacto mecánico entre las dos unidades. No obstante, existe otro factor fundamental causante de este contraste topográfico, y es la acentuada actividad erosiva que, con posterioridad al Mioceno, ha actuado sobre la totalidad de la Depresión del Ebro; preferentemente donde la labilidad litológica lo permitía, como es el caso del cambio de facies entre los conglomerados y las areniscas y margas miocenas. Esta circunstancia morfogenética pudo ser motivada por el paso del endorreísmo al exorreísmo (Bomer, 1957 b) de la Cuenca; o, lo que es lo mismo, la salida del Ebro al Mediterráneo.

2. RELIEVES ESTRUCTURALES

Entre los relieves estructurales de tipo tabular del centro de la Depresión y las Sierras Exteriores se extiende un amplio piedemonte modelado en los materiales detríticos terciarios de las facies marginales de la depresión o molasas oligo-miocenas.

El relieve elaborado en la facies conglomerática de borde ya ha sido descrito en el apartado correspondiente a las Sierras, ya que este depósito se adosa sólidamente a los contrafuertes de las montañas calizas y forma con ellos una misma unidad; aunque, a pesar de esto, posee un relieve muy particular y bien diferenciado.

Los depósitos molásicos arenosos sirven de tránsito entre el borde de cuenca y las acumulaciones calcáreas y evaporíticas centrales; aunque el desplazamiento del eje de la cuenca terciaria hacia el S ha permitido una mayor extensión de estos afloramientos en el borde septentrional que en el meridional. Estos niveles de areniscas alternan, a lo largo de la serie, con lutitas y limolitas con mayor o menor proporción de carbonatos, constituyendo la denominada formación Sariñena de Quirantes (1969) o Uncastillo de Soler y Puigdefábregas (1970). Sedimentológicamente, los cuerpos de arenisca se presentan en forma acintada o laminar (Friend et al. 1979) como consecuencia de una respectiva estabilidad del canal o migración la-

teral, los primeros predominan en el borde S de la Depresión (Riba et al., 1967) y los segundos en el N (Puigdefábregas, 1971).

La composición de las areniscas, según Pinilla (1966), es básicamente de cuarzo, con tamaño de grano de medio a grueso y cemento calcáreo ferruginoso. La riqueza en carbonatos oscila entre un 40 y un 68 por cien, lo cual le confiere una elevada coherencia.

Por su significado geomorfológico, es importante hacer notar que en el Somontano se localizan áreas preferentes de distribución de arenisca, con fuertes espesores y casi ausencia de detríticos más finos; como resultado del establecimiento de bandas estables de circulación fluvial durante el Mioceño. Estas áreas más o menos amplias de distribución detrítica han jugado un papel primordial en la posterior elaboración del relieve, sobre todo a lo largo del Cuaternario, con la excavación de amplias cubetas u hoyas somontanas y el realce diferencial de interfluvios aplanados de naturaleza areniscosa.

La incidencia tectónica en la génesis del relieve ha sido en esta zona muy escasa. Sólo se evidencia claramente en el asomo anticlinal de Barbastro y la suave tectónica de plegamiento y fracturación que afecta a todos los materiales de la Depresión (Quirantes, 1978). Los movimientos verticales de reajuste isostático es probable que hayan incidido de alguna manera en la velocidad de erosión de la cuenca y, por tanto, en el aspecto del modelado estructural actual y en su historia evolutiva. No obstante, es éste un factor difícil de evaluar y comprobar.

Así, el territorio marginal de la cuenca del Ebro se nos presenta como «un paisaje en gradería» (Panzer, 1926), resultado de la disposición tabular de los estratos, de su composición litológica y de la intensa erosión Plioceno-cuaternaria. La actividad morfogenética durante el Plioceno creó, en nuestra área de estudio, un amplio pasillo de erosión NW-SE cerrado en el área de Ayerbe y abierto hacia el actual río Cinca (Alberto et al., 1983). Durante el Cuaternario, esta acción erosiva continuó, pero ya conducida por los condicionantes litológicos (cambios de facies) que generaron hoyas y cubetas de dirección N-S.

3. PLIOCUATERNARIO

El registro sedimentario de las series continentales terciarias en la Depresión del Ebro ha sido estudiado por varios autores y todos ellos coinciden en afirmar la ausencia de depósitos elaborados durante el período Plioceno. Aunque también habría que considerar que las dataciones paleontológicas del Neógeno superior no son abundantes y en algunos casos poco reveladoras; este es el caso de la serie calcárea que sirve de techo a las plataformas estructurales del eje central de la cuenca, como los montes de Castejón, Sierra de Alcubierre, La Muela y la Plana de Zaragoza, con restos de gasterópodos de agua dulce (Planorbis, Limnea) de escaso valor estratigráfico y oogonios de carofitas.

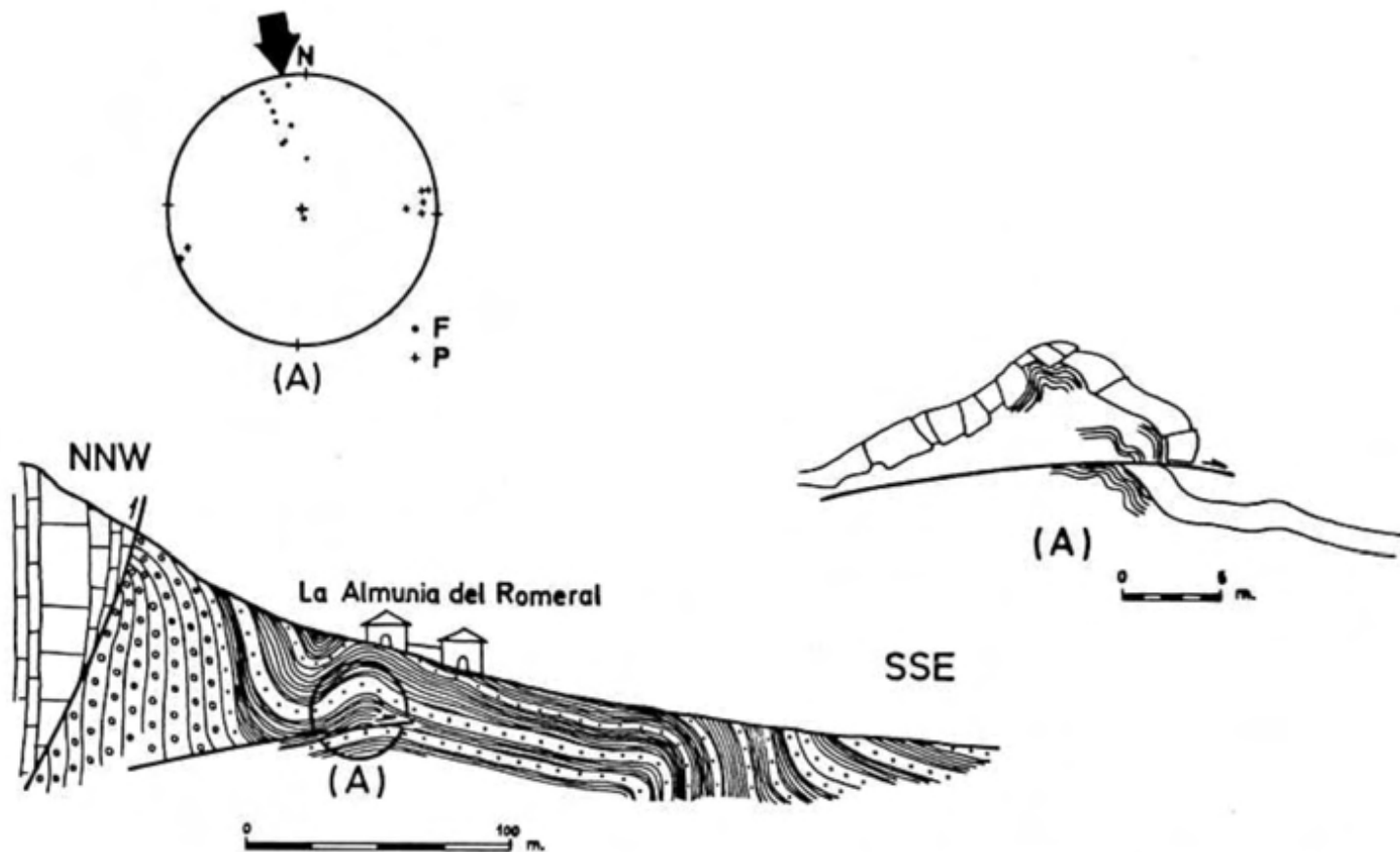


Figura 22. — Corte esquemático del tránsito Sierra-piedemonte en la Almunia del Romeral (río Guatizalema). Detalle del cabalgamiento de los materiales terciarios en el punto (A) y proyección estereográfica de planos de estratificación F y ejes de micropliegues P en ese mismo punto.

Una vez depositada la serie carbonatada neógena, la Depresión se ve afectada por una intensa actividad erosiva que se prolonga hasta la actualidad; interrumpida esporádicamente por momentos acumulativos de escasa potencia sedimentaria pero elevado interés geomorfológico. El más antiguo de estos depósitos se localiza de forma residual en áreas interfluviales, constituyendo las conocidas «Coronas» del Somontano oscense, que sirvieron a Barrere (1951) para denominar a un aluvionamiento detrítico grosero que culmina los cerros de mayor altitud dentro del piedemonte y que se ubican en el tránsito entre éste y las Sierras Exteriores.

Una serie de autores se han ocupado preferentemente de estos altos niveles aluviales, como Panzer (1926), que identificó los conjuntos de las terrazas más altas, de 100 hasta 115 metros sobre el nivel del actual río Ebro, como pertenecientes al Plioceno más joven o al Diluvial antiguo, y Solé Sabaris y Font Tullot (1929), que ponen de manifiesto terrazas aluviales del río Segre entre 120 m. y 250 m. sobre su cauce. En el piedemonte oscense Barrere (1951) define los niveles «corona» como precuaternarios y los asemeja a los de Montearagón, que marcan el margen oriental de la Hoya de Huesca; Bomer (1957 a y 1979) estudia igualmente estos altos niveles aluviales a lo largo del piedemonte pirenaico, en base a los afloramientos de los ríos Segre, Cinca y Aragón, y Alberto et al. (1983) localizan tres niveles de acumulación detrítica, en esta misma zona, por encima de las terrazas más altas de los ríos somontanos y por tanto anteriores a la instalación de la red fluvial.

En el piedemonte leridano, Peña Monne (1980) y Calvet (1980) señalan la existencia de glaciais pliocuaternarios, y Gallart (1981), en la fosa del Penedés, define una formación detrítica caliza del inicio del Cuaternario en todo comparable a las encontradas en el borde septentrional de la Depresión del Ebro.

La única datación existente en toda la Depresión para estos niveles aluviales es la de Crusafont et al. (1957), en Villarroya (Logroño), mediante una fauna de mamíferos que proporciona una edad *Villafranquiense* y que ha sido utilizada por Gonzalo Moreno (1968) para establecer correlaciones a lo largo del piedemonte Ibérico Riojano. Algo más al S, en el área del Moncayo, Mensua y Pellicer (1980) distinguen dos niveles de glaciais: el superior, finiterciario y retocado en el Villafranquiense, y el inferior, del Cuaternario antiguo.

En el borde meridional de la Depresión del Ebro estos aluvionamientos están algo peor desarrollados; así, Ibáñez (1976) observa en el piedemonte bajoaragonés un nivel elevado al que le asigna una edad cuaternaria antigua; Mensua e Ibáñez (1977) efectúan una cartografía de los conos y abanicos aluviales del centro de la Depresión, localizando un posible nivel pliocuaternario constituido por cuarcitas y elementos paleozoicos que tienen una cierta semejanza con las *rañas*; al igual que el encontrado por Soriano (1982) y Gutiérrez et al. (1983) en el área de Campo de Cariñena.

Todas estas observaciones parecen tener un denominador común: la existencia al final del Plioceno y principios del Cuaternario de una fase acumulativa generalizada, con varias pulsaciones reconocidas, que elaboró

una serie de rampas detríticas tipo glacis que enlazaban y regulaban suavemente las elevaciones montañosas marginales con el fondo de la cubeta erosiva, que previamente había sido excavada durante el Plioceno.

Aunque parece difícil poder enlazar todos los resultados obtenidos por los diferentes autores que han trabajado el tema, ya que hasta ahora sólo poseemos un solo punto en la Depresión del Ebro con datación paleontológica, sí parece factible afirmar que previa a la instalación de la red fluvial cuaternaria existió otra red, no jerarquizada, que divagaba lateralmente y modelaba unos abanicos aluviales que se anastomosaban y cubrían lo que actualmente denominamos Somontano pirenaico y piedemonte ibérico.

3.1. Características generales

Los altos niveles aluviales de este sector central del Somontano pirenaico (fig. 23) presentan, en la mayor parte de sus afloramientos, un aspecto de terrazas fluviales, a veces escalonadas, de orientación meridiana. Sólo una cartografía detallada a escala regional permite descubrir la complejidad morfológica de estos niveles y encuadrarlos dentro de un modelo más real de evolución del piedemonte.

A pesar de la reducida extensión de afloramiento de estas posibles acumulaciones pliocuaternarias y de su sentido de flujo N-S, al igual que el de la red fluvial cuaternaria, se aprecia una desconexión morfológica entre ambas; ya que mientras los ríos cuaternarios circulaban a favor de valles preexistentes, la red pliocuaternaria migraba lateralmente y recubría con sus aluviones una gran parte del piedemonte. Este hecho origina el que encontremos recubrimientos aluviales en zonas desconectadas de los valles.

La recomposición del complejo «puzzle» de retazos pliocuaternarios dispersos ha llevado a distinguir hasta tres niveles de aluvionamiento que se encajan unos en otros, con desniveles variables, y que se distribuyen entre 830 m. (en la Corona de Arascués) y 409 m. (en el cerro Valdebarbastro, al SW de Peralta de Alcofea). Las pendientes son bastante suaves, aumentando su valor en las áreas apicales o de contacto con las Sierras Exteriores (3,5 por ciento) y disminuyendo rápidamente (fig. 24) hacia las zonas medias y distales (0,5 por ciento), siendo el valor medio en torno al 1 por ciento.

No se han observado cerros o relieves residuales que sobresalgan por encima de los depósitos, tal como cita Barrere (1951), en la zona de Ayerbe, lo que hace suponer que el aluvionamiento tapizó la totalidad de este sector somontano y, al irse encajando la red fluvial, los niveles más antiguos quedaron colgados en el relieve aportando a su vez material para alimentar en vertiente a los niveles inferiores. Este sucesivo encajamiento origina una geometría del depósito más restringida para el nivel más bajo y, por tanto, el inicio de las principales vías de drenaje y de los valles actuales, por lo que es frecuente encontrar a estos depósitos pliocuaternarios con una morfolología de terraza y ubicados a techo de la serie normal de terrazas cuaternarias.

La altitud relativa con respecto a los talvegs actuales de los ríos princi-

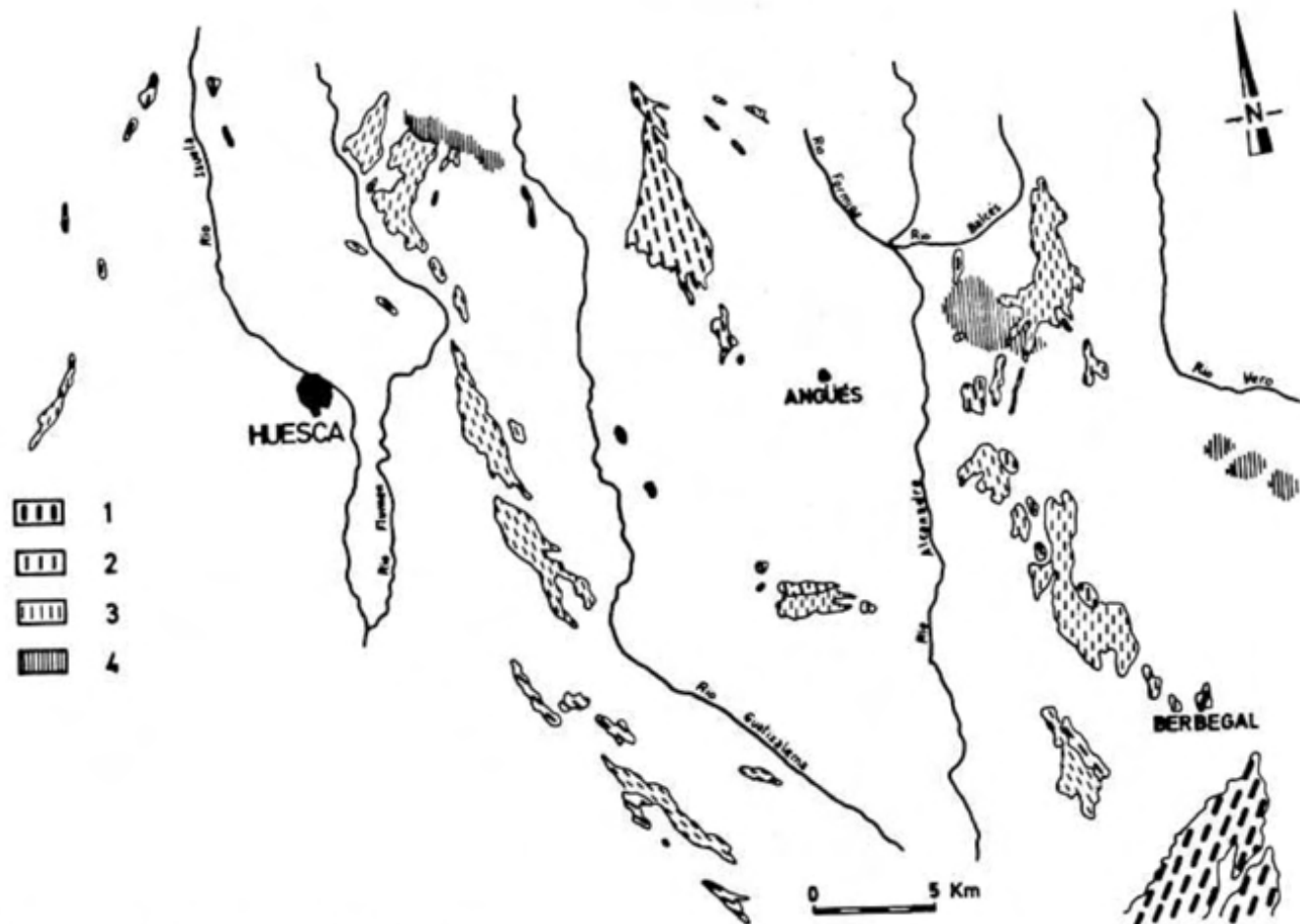


Figura 23. — Distribución general de los depósitos plocuaternarios. 1. nivel superior, 2. nivel medio, 3. nivel inferior, 4. superficie de erosión.

pales supera siempre los 100 m., alcanzando hasta 240 m. de desnivel, como es el caso del nivel alto de Berbegal sobre el río Cinca. Aunque la diferente pendiente de cada uno de los tres niveles pliocuaternarios y su relación con el perfil actual de los ríos hace que estos desniveles relativos sean muy variables, tanto entre sí como con respecto a la cota de un mismo talveg, por lo que su estudio debe hacerse desde una perspectiva regional y comprobando sus cotas absolutas en el terreno (fig. 24).

La composición litológica es siempre detrítica, formada en su mayor parte por gravas redondeadas de caliza y, en menor proporción, cuarzo, arenisca, lidita, ofita, etc., procedente en su totalidad de las sierras prepirenaicas. La matriz es muy arenosa y la fracción pelítica suele encontrarse a modo de intercalaciones de escaso recorrido lateral. Las gravas masivas es la facies dominante (G_m), aunque pueden presentarse con estratificación cruzada planar (G_p) o en surco (G_s). Las potencias de depósito que observamos en la actualidad son muy variables, ya que la erosión ha atacado intensamente los puntos más débiles, y oscilan entre 1 m., en zonas distales, y 18 m. en las apicales. El fuerte encostramiento que presentan estos depósitos, los niveles de costras y los suelos rojos de tipo fersialítico, son otra serie de rasgos que pueden servirnos para su diferenciación.

Toda esta serie de características nos hablan de un depósito aluvial antiguo, muy energético, procedente de las Sierras Exteriores y con un sentido de flujo hacia el S, aunque tenga una ligera tendencia hacia el SE (fig. 24).

El sustrato sobre el que se deposita está constituido principalmente por areniscas, lutitas y limolitas de la formación Sariñena (Mioceno inferior) con disposición horizontal, y por la serie detrítica plegada de la formación Peraltila (Oligoceno inferior-medio). Cuando la erosión dismantela la cobertura detrítica, aparece una superficie erosiva bastante regular que arrasa y nivela las irregularidades del sustrato, inclusive las barras y hogbacks del anticlinal de Barbastro (fig. 23). Hacia las Sierras, el depósito es expansivo, penetrando ligeramente en sus estribaciones más meridionales y elaborando una rampa erosiva que empalma con la de acumulación.

No se observan deformaciones postsedimentarias, ni a escala regional ni de afloramiento, demostrando la escasa incidencia de la neotectónica pirenaica en este sector somontano.

3.2. El Pliocuaternario del Somontano de Huesca

Este sector del piedemonte prepirenaico se modela en los materiales detríticos continentales de la formación Sariñena, teniendo como margen septentrional y área de aporte las sierras de Gratal, el Aguila, Gabardiella y Guara y como margen meridional la serie margocalcárea del Neógeno superior de las «cuestas de Almudévar». La orientación NW-SE de esta última ha servido de barrera a la sedimentación aluvial durante los tiempos finipliocenos y cuaternarios. Por tanto, los afloramientos detríticos pliocuaternarios se presentan en esta zona a modo de cordones alargados, más o

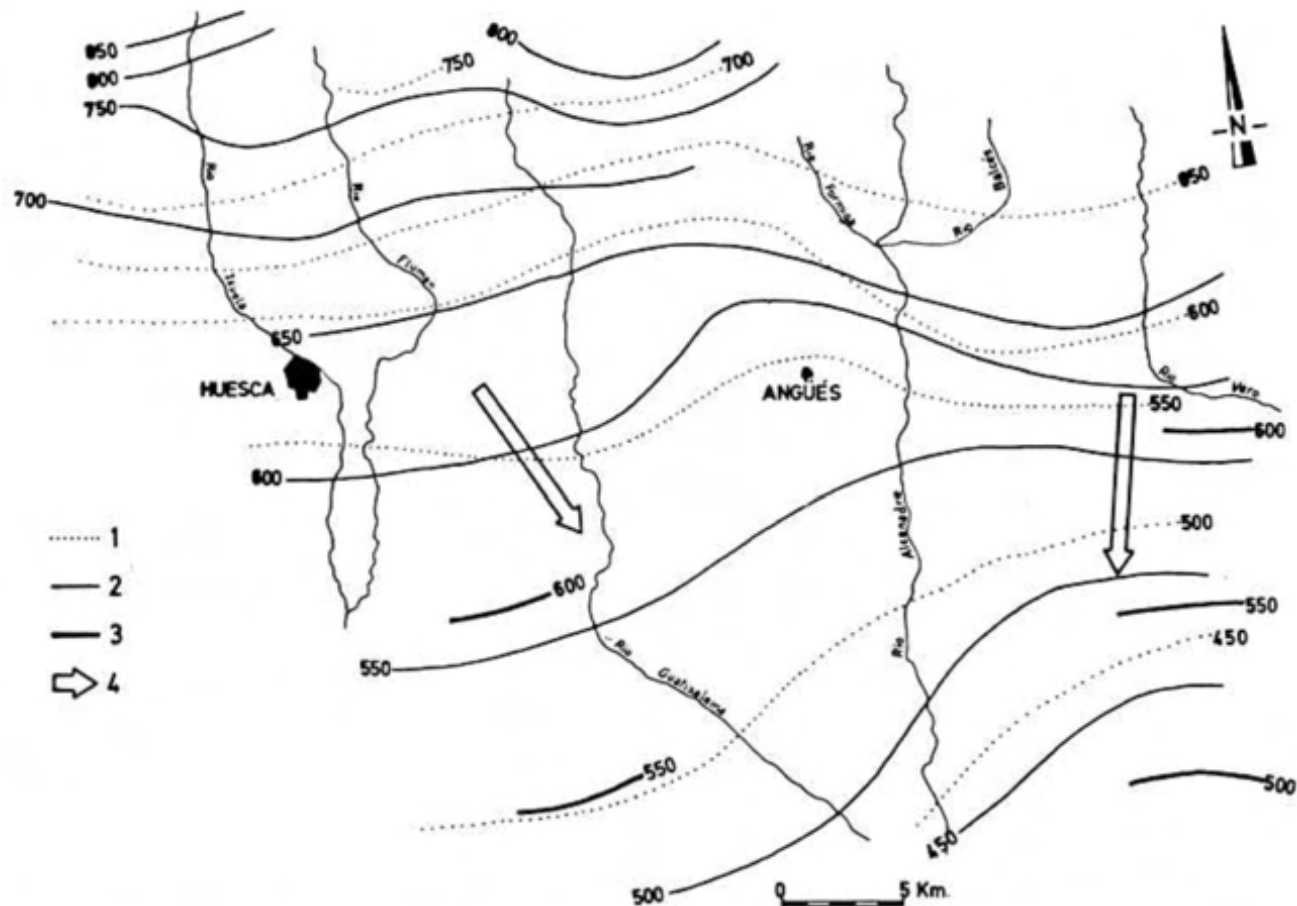


Figura 24. — Paleotopografía del piedemonte pirenaico pliocuaternario. 1. nivel inferior, 2. nivel medio, 3. nivel superior, 4. sentido general del drenaje fluvial.

menos continuos, con direcciones N-S a NW-SE, dominante (fig. 23) y localizados al Oeste del río Alcanadre.

La cartografía geomorfológica permite diferenciar tres niveles, encajados entre sí. Del más antiguo sólo queda un pequeño retazo en el cerro la Patrilla (Piracés, hoja n.º 286), a una altura de 581 m. El nivel medio tiene su mayor extensión de afloramiento en la Meseta de las Coronas (entre Aguas y Velillas), a la salida del río Calcón, que adopta una morfología de abanico aluvial de unos 12 Km. de longitud por 3 Km. de anchura. Otros afloramientos de menor superficie se localizan a la salida del río Isuela (corona de Arascués), en ambos interfluvios de la Hoya de Huesca y en la margen derecha del río Guatizalema, entre los pueblos de Piracés y Usón (hoja n.º 324). El nivel inferior es el mejor representado, sobre todo en el área interfluvial de los ríos Flumen y Guatizalema, originando una banda de unos 3 Km. de ancho y 32 Km. de recorrido, de dirección NNW-SSE, que forma parte del flanco oriental de la Hoya de Huesca. También se localizan algunos pequeños retazos discontinuos al W de Huesca y al S de Angüés, entre los pueblos de Blecua y Antillón.

Las diferencias de altura entre estos tres niveles no suele ser constante ya que depende de varias circunstancias. En la zona de Piracés (al S de Hoja 286), el nivel medio se encaja en el superior 40 m. y el inferior 49 m. en el medio, mientras que en los alrededores de Lierta-Puibolea (al W de la Hoja 248) estos dos últimos presentan un desnivel de casi 100 m. y en Fornillos (río Flumen) en cambio es sólo de 12 m., al igual que en Antillón.

La diferenciación de los niveles pliocuaternarios con respecto a las terrazas se ha efectuado por criterios morfológicos, de pendiente del depósito, distribución espacial y, en algunos casos, distinta dirección de este modelado con respecto a las terrazas.

La reconstrucción de la paleotopografía para los niveles medio e inferior (fig. 24) nos presenta una rampa suave, de dirección NW-SE, con valores más elevados de pendiente (3,8 %) en el borde de las Sierras y un descenso gradual a medida que penetramos en el Somontano (0,4 %), lo que nos define un perfil longitudinal ligeramente cóncavo al N y un tramo, a continuación, recto y sostenido hacia el S. Los perfiles transversales, de dirección aproximada E-W, presentan dos trazados convexos (fig. 24, cabecera de los ríos Isuela-Flumen y Guatizalema) separados por uno cóncavo (interfluvio Flumen-Guatizalema). Estos datos paleomorfológicos, junto con los ya apuntados anteriormente, parecen indicar que existieron, para esas épocas, dos abanicos cuyos ápices debían estar situados en la zona de tránsito de las Sierras Exteriores y la Depresión del Ebro, ubicándose en la proximidad de los actuales ríos Isuela (Nueno) y Calcón-Guatizalema.

3.3. El Pliocuaternario del Somontano de Barbastro

Se localizan estas acumulaciones al E del río Alcanadre y al W del río Cinca, definiendo una banda más estrecha que la del Somontano de Huesca pero con mejores afloramientos. Como área fuente, al N, están las sierras de Balcés, Sevil y Cunarda, y hacia el S estos niveles avanzan hasta la

zona de Sariñena, donde la inflexión E-W del río Alcanadre actúa como límite. Aunque el frente actual del nivel superior pliocuaternario no alcanza la sierra de Sijena, en el momento de su depósito dicha sierra actuaba como una barrera natural, ya que previamente se había excavado una amplia depresión de contacto entre las Sierras Exteriores y las elevaciones de la Sierra de Alcubierre-Montes de Castejón.

El sustrato de estos depósitos son los materiales plegados yesíferos y detríticos del anticlinal de Barbastro y los detríticos tabulares miocenos que se extienden por la mayor parte del piedemonte. Estos últimos, sobre todo cuando son areniscas, favorecen la conservación de los depósitos pliocuaternarios al otorgarle una base resistente y difícil de erosionar. En la cima de barras y hogbacks del anticlinal de Barbastro se aprecian aplanamientos que corresponden a la base de la acumulación aluvial, aunque en la mayor parte de ellos no existe depósito (fig. 23).

Al igual que el sector ya descrito del somontano, en éste también se diferencian tres niveles encajados entre sí. El más antiguo es el mejor desarrollado, con un afloramiento continuo a lo largo de 20 Km., desde Berbegal hasta Castelflorite, ya fuera de la zona de estudio (hoja 325). El nivel medio se presenta de forma dispersa, recubriendo la cima de algunos cerros de pequeña superficie como el Alto de las Coronas (654 m.), al E de Abiego, el Plan de Nirias (565 m.), el mismo pueblo de Ponzano (533 m.) o la ermita de San Román (528 m.); todos ellos alargados según direcciones N-S a NW-SE. El nivel inferior también tiene buenos afloramientos y se distribuye de manera irregular; bien ocupando el fondo de antiguos valles encajados, adosado al relieve en forma escalonada por bajo del nivel medio, o conformando amplias plataformas interfluviales, como es el caso de las Coronas, entre Abiego y Adahuesca.

Las diferencias de altura entre estos tres niveles es bastante variable. Así, en el área de Berbegal, el nivel medio se encaja unos 35 m. en el superior y el bajo sobre el medio de 7 a 10 m., mientras que en el Alto de las Coronas es de 44 m.

El aspecto que presentaba a grandes rasgos la topografía de la zona, en cada uno de los momentos de depósito (fig. 24), era la de una rampa suave de dirección N-S, con valores más elevados de pendiente (2,5 por ciento) en el borde de las Sierras y un descenso sostenido a lo largo del Somontano (0,8 por ciento). Las curvas que describen las isohipsas nos indican que el modelado era el de un abanico aluvial, con salida en la zona de los ríos Alcanadre-Balcés. La confluencia de estos depósitos con los procedentes del somontano de Huesca, parece que se verificaba en la misma zona donde actualmente se unen los ríos Guatizalema y Alcanadre.

3.4. Modelo de sedimentación

Los afloramientos somontanos de estos altos niveles aluviales presentan una morfología radial, en la zona de contacto con las Sierras, o acintada; cuyo eje mayor suele coincidir con la orientación primitiva del flujo, deducido por medio de análisis estadísticos de las estructuras direccionales.



Figura 25. — Perfil del encostramiento del PIC de Berbegal (sg. Alberto et al., 1983).



Foto 20. — Perfil fotográfico de la figura 25. Depósito aluvial de cantos, encostrado a techo, que reposa sobre arenisca miocena.

Las principales litofacies que caracterizan dichos depósitos, según Miall (1977), son las siguientes:

Facies G_m : caracterizada por la presencia de gravas masivas o ligeramente estratificadas con una matriz de arenas, limos y gravas pequeñas sinsedimentarias. Los cantos normalmente están imbricados y las variaciones granulométricas laterales son frecuentes; mientras que en la vertical sólo se observa un ligero granodecrecimiento (fining-upward) dentro de cada secuencia, pero no a nivel de depósito. La facies suele tener una base erosiva.

Facies G_s : constituida por gravas con estratificación cruzada en surco y niveles de granulometría variable. Forman canales anchos y poco profundos que se cortan y entrecruzan lateral y verticalmente, cada uno de ellos con la base erosiva y un recubrimiento grosero de fondo de canal. El buzamiento de los *foreset* es elevado, alcanzando valores de 30° .

Subordinadas a estas facies dominantes suelen encontrarse también:

Facies S_h : arena muy fina a gruesa de aspecto masivo o ligeramente laminada, con espesores que no suelen superar los 40 cm.

Facies S_s : arena media-gruesa con estratificación cruzada en surco y algún canto disperso. Lo más frecuente es que este depósito sólo esté formado por un *set* de varios centímetros de espesor, intercalado entre gravas.

Facies S_p : arena media-gruesa con estratificación cruzada planar y *set* de pequeñas dimensiones.

Facies F_m : limo o arcilla masiva o laminada, con restos de raíces de plantas y materia carbonosa. Afloramientos poco potentes y extensos, normalmente a modo de intercalaciones.

Facies F_s : limo y arcilla con nivelillos de arena muy fina, laminación ondulada y raíces de plantas. Presencia de nódulos calcáreos y otros rasgos pedogenéticos.

Cada litofacies puede ser interpretada, según Miall (1977), en relación con su origen hidrodinámico y su posición morfológica en el cauce. Así la facies G_m es típica de barras longitudinales que se generan en los momentos de máxima descarga a lo largo de los canales principales, mientras que la facies G_s se relaciona con canales secundarios, de menor profundidad, que tras ser excavados y rellenos avulsionan rápidamente durante el flujo máximo. El resto de las facies descritas se generan en momentos de baja energía, en zonas no inundadas por el flujo o a techo de las barras subaéreas.

Las características morfológicas y sedimentológicas descritas hasta ahora parecen apuntar hacia un medio fluvial tipo braided, aunque la clave para su identificación es la asociación de facies, incluido los perfiles verticales y la variación litológica lateral. La técnica que hasta la actualidad ha dado mejores resultados en el estudio de los ciclos verticales es el análisis de la cadena de Markov, ampliamente descrito por Miall (1973), cuyo resultado final es un diagrama que muestra la relación vertical entre las distintas facies.

En nuestro caso, la asociación que puede globalizar las facies descritas en los distintos depósitos pliocuaternarios es la siguiente:

$$G_m, G_s \rightarrow S_h, S_s \rightarrow F_m$$

Esta secuencia es la típica de un río dominado por las gravas y representa una alternancia entre deposición en flujo máximo y acreción en régimen bajo, semejante al perfil descrito por Boothroyd y Ashley (1975) en el abanico Scott (Golfo de Alaska), típico de clima húmedo y de áreas proximales.

En abanicos húmedos dominan los procesos de canal, siendo los depósitos comparables a los de un río braided. Por tanto, el aspecto morfológico de los afloramientos es fundamental a la hora de definir el medio deposicional y su modelado resultante.

Los depósitos pliocuaternarios de este sector del piedemonte pirenaico pueden por tanto atribuirse a ríos braided de clima húmedo que, procedentes de las Sierras, originaron varios abanicos aluviales con depósitos de gravas como consecuencia de su rápida migración lateral a lo largo del Somontano. Pero existen ciertos datos que no parecen coincidir con una climatología húmeda para la génesis de dichos depósitos.

Villalta (1952), en su estudio sobre la fauna del yacimiento villafraniense de Villarroya, deduce la existencia de una zona montañosa cubierta de bosque de coníferas y a su pie un área lagunar con vegetación de tipo sabana herbácea y espacios de vegetación regresiva, casi esteparios. Todo ello bajo un clima cálido y húmedo, previo a la primera fase fría del Cuaternario.

Menéndez Amor y Florschütz (1963), en base al estudio de Remy, H. (1958), sobre la flora de Villarroya, constatan la presencia de elementos esteparios durante el Villafraniense.

Barrere (1962, 1975) supone que estos altos niveles aluviales pirenaicos podrían ser la consecuencia de la crisis climática villafraniense, sobre una zona con estación seca bien marcada, donde alternaban una preparación severa del material con su brutal evacuación.

En el piedemonte pirenaico septentrional, Enjalbert (1960) relaciona la fase finipliocena de acumulación de los grandes conos aluviales (Lannemézan y de l'Albigeois) con una conjunción climática (semiárida) y tectónica.

Por nuestra parte, constatamos que tanto los niveles de costras somitales como los suelos rojos que sustentan los depósitos, son propios de clima mediterráneo con estaciones contrastadas, más que de zonas húmedas.

No obstante, ambas opiniones pueden ser compatibles si consideramos una climatología más húmeda en las elevaciones montañosas, donde se concentrarían las precipitaciones de manera estacional y una mayor sequedad a medida que penetramos en la cuenca. De esta forma se compaginarían los datos aportados por los diferentes especialistas.

Ahora bien, ¿cuál pudo ser la causa o causas que motivaron esta fase de acumulación? Unos autores piensan que la génesis es fundamentalmente climática, como consecuencia de la crisis villafraniense. Otros sugieren unas circunstancias diastróficas favorables en el margen montañoso, con hundimiento relativo de la cuenca, y algunos apoyan ambas ideas.

De todas formas, se debe tener en cuenta: que la gran cantidad de detríticos depositados supone una elevada disponibilidad, previa y durante la fase acumulativa, de fragmentos de roca en las vertientes de las Sierras; la elevada capacidad de carga del medio de transporte, motivada por preci-

pitaciones intensas y estacionales en los marcos montañosos; la disminución de las potencias de depósito y de la granulometría a medida que los niveles pliocuaternarios son más recientes; y el prolongado aporte temporal de materiales detríticos. Todo ello supone unas circunstancias climáticas adecuadas para el transporte y el depósito, junto con unos suaves desnivelamientos tectónicos que facilitarían la labor erosiva de los agentes atmosféricos.

4. CUATERNARIO

4.1. Terrazas

Los tres niveles de acumulación pliocuaternarios marcan, a grandes rasgos, el principio de la superposición de la red fluvial y el desarrollo de los valles actuales. De hecho, el nivel pliocuaternario más bajo se presenta en esta zona netamente encajado y escalonado en vertiente, al igual que una terraza alta en los valles de los ríos principales.

La ausencia de dataciones de cualquier tipo, tanto en las terrazas cuaternarias como en los niveles pliocuaternarios, nos impide fijar con seguridad el momento en que comienza a jerarquizarse la red fluvial y la edad de las fases morfogénicas más importantes durante el Cuaternario.

El estudio del registro sedimentario, evidenciado en los diferentes depósitos de terraza, nos permite separar y establecer una serie de momentos acumulativos y etapas de incisión que conforman el modelado de este sector de la Depresión del Ebro. Así, la formación de un nivel de terraza resulta del encadenamiento de dos hechos sucesivos: aluvionamiento y encajamiento, que reflejan las variaciones del nivel de base y la energía del río; dos parámetros que pueden variar conjunta o independientemente.

Si los depósitos de terrazas se corresponden con antiguos aluvionamientos fluviales, la unión de todos los retazos alineados de un mismo nivel nos definirán las características morfológicas del río original, que discurrirá con una pendiente determinada. El siguiente cuadro presenta los niveles de terraza de cada río y la pérdida de inclinación sufrida por el perfil de los cursos fluviales; o lo que es lo mismo, los antiguos ríos poseían mayores pendientes que los actuales y han ido sucesivamente encajándose con una intensidad media, en tanto por mil, que es la que refleja el cuadro.

(Tanto por mil)	T ₅	T ₄	T _{3,2}	T _{3,1}	T ₂	T ₁	Actual
Rio Isuela	25.8	11.4	10.1	—	—	9.8	9.8
Flumen	7.8	8.7	6.8	—	—	6.7	6.7
Guatizalema	5.5	6.5	5.9	—	6.0	5.6	5.5
Alcanadre	6.8	5.4	4.6	5.2	3.8	2.8	2.8
Vero	9.6	6.1	—	—	3.8	6.0	5.8

Como puede comprobarse, los mayores encajamientos se han verificado en los niveles antiguos, con una progresiva adaptación a las pendientes de los talvegs actuales, y el río con más capacidad erosiva ha sido siempre el Alcanadre: con mayor número de niveles de terraza, fuertes diferencias de alturas relativas y trazado del curso a menor cota absoluta, lo que lo convierte en la principal vía de drenaje actual y a lo largo del Cuaternario.

La correlación realizada entre los ríos prepirenaicos ha permitido diferenciar *cinco niveles* de terrazas principales y un subnivel de T_3 en el río Alcanadre, con alturas relativas que oscilan entre 150 m. y 1 m. No todos los ríos poseen estos cinco niveles, ya que la historia morfogenética no ha sido igual para todos ellos; así, en el río Vero no ha podido reconocerse el nivel T_3 , ni en los ríos Isuela-Flumen el nivel T_2 .

La pendiente media de los talvegs, a lo largo del somontano, varía entre un 2,8 por mil (Alcanadre) y un 9,8 por mil (Isuela), lo que demuestra nuevamente que el río Alcanadre posee un perfil más evolucionado que los demás ríos que presentan unas pendientes mayores a medida que se alejan de él (ver cuadro de valores). De igual manera, las medidas de altura absoluta realizadas en todos los ríos a una misma latitud acusan desniveles bastante ostensibles, con respecto al Alcanadre; de 35 m. con el Isuela y Flumen, 115 m. con el Guatizalema y 15 m. con el Vero. Esto significa que las alturas relativas de los niveles de terraza variarán de uno a otro río, produciéndose a veces diferencias acusadas; por lo que su correlación sólo podrá establecerse al situarlo adecuadamente dentro del perfil transversal del valle, al estudiar las características internas del depósito, y, sobre todo, si dicho nivel puede seguirse aguas abajo hasta su confluencia con el otro valle a comparar.

Las terrazas aquí estudiadas pueden denominarse de piedemonte, erosivas sobre el sustrato, con una composición fundamentalmente de gravas gruesas y potencias variables. Aunque en esta zona el intenso encajamiento de la red fluvial ha evitado un buen desarrollo lateral de las terrazas y, al mismo tiempo, escasez en el espesor de los depósitos.

4.1.1. Terrazas recientes en el valle del Isuela

El nivel inferior de terraza T_1 suele estar casi siempre a 2 m. sobre el cauce actual y se presenta en pequeños afloramientos adosados a la parte convexa del meandro, recordando su reciente acumulación como depósitos de point-bar. La pendiente media de este nivel es de 1 por ciento, semejante a la del río Isuela.

El techo del depósito, o superficie de la terraza, se utiliza como tierra de labor y el escarpe frontal no siempre es fácil de observar, ya que suele estar cubierto de vegetación. En algunos escarpes intactos se comprueba la constitución interna del depósito, que es muy variable, dependiendo del punto de muestreo; así, en las proximidades de la sierra dominan las gravas calizas de 20 a 30 cm. de diámetro, matriz arenosa y ausencia de cementaciones, mientras que más hacia el S la granulometría disminuye sensible-

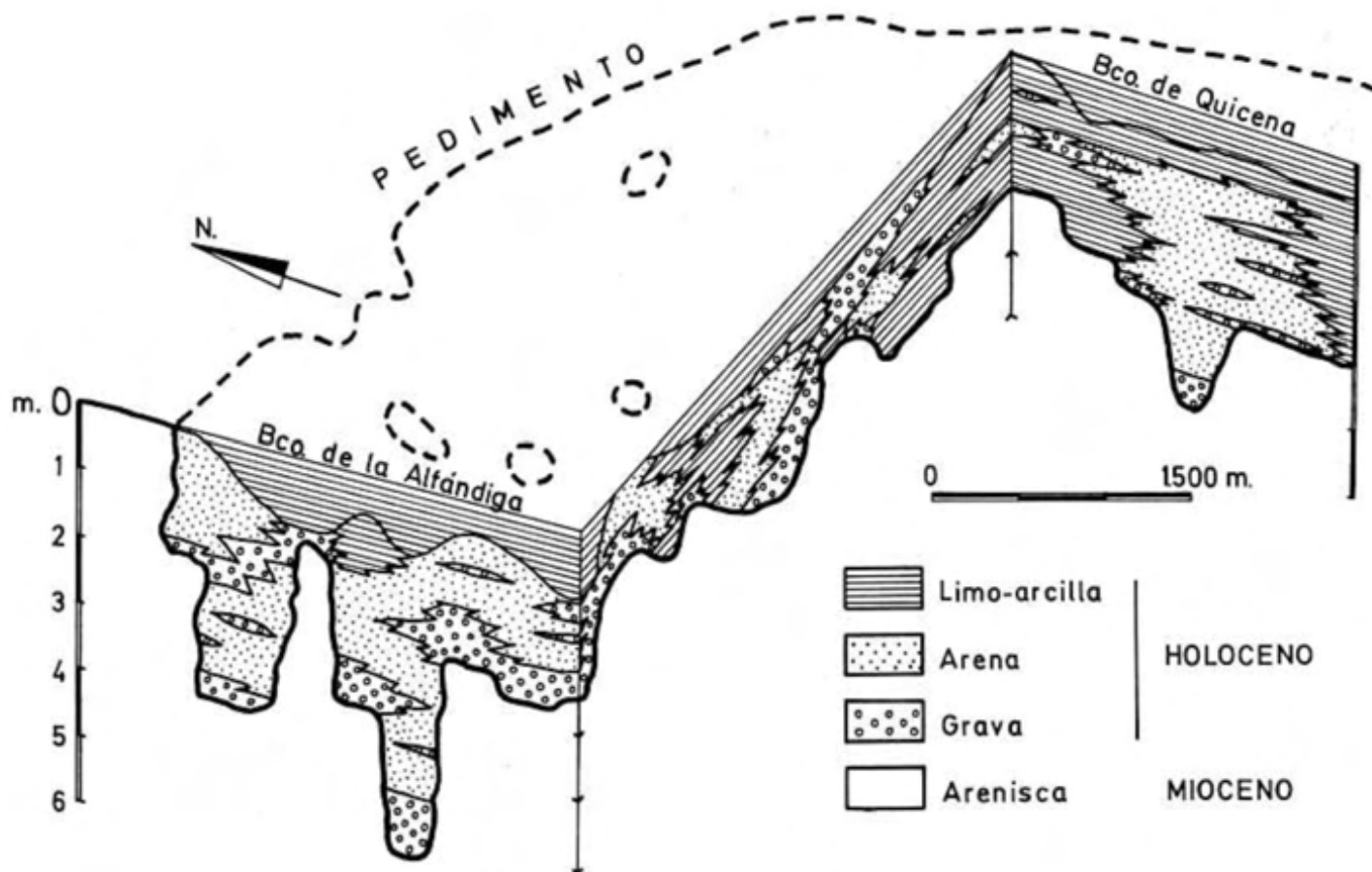


Figura 26. — Panel interpretativo de correlación para los depósitos holocenos entre Huesca y Quicena.

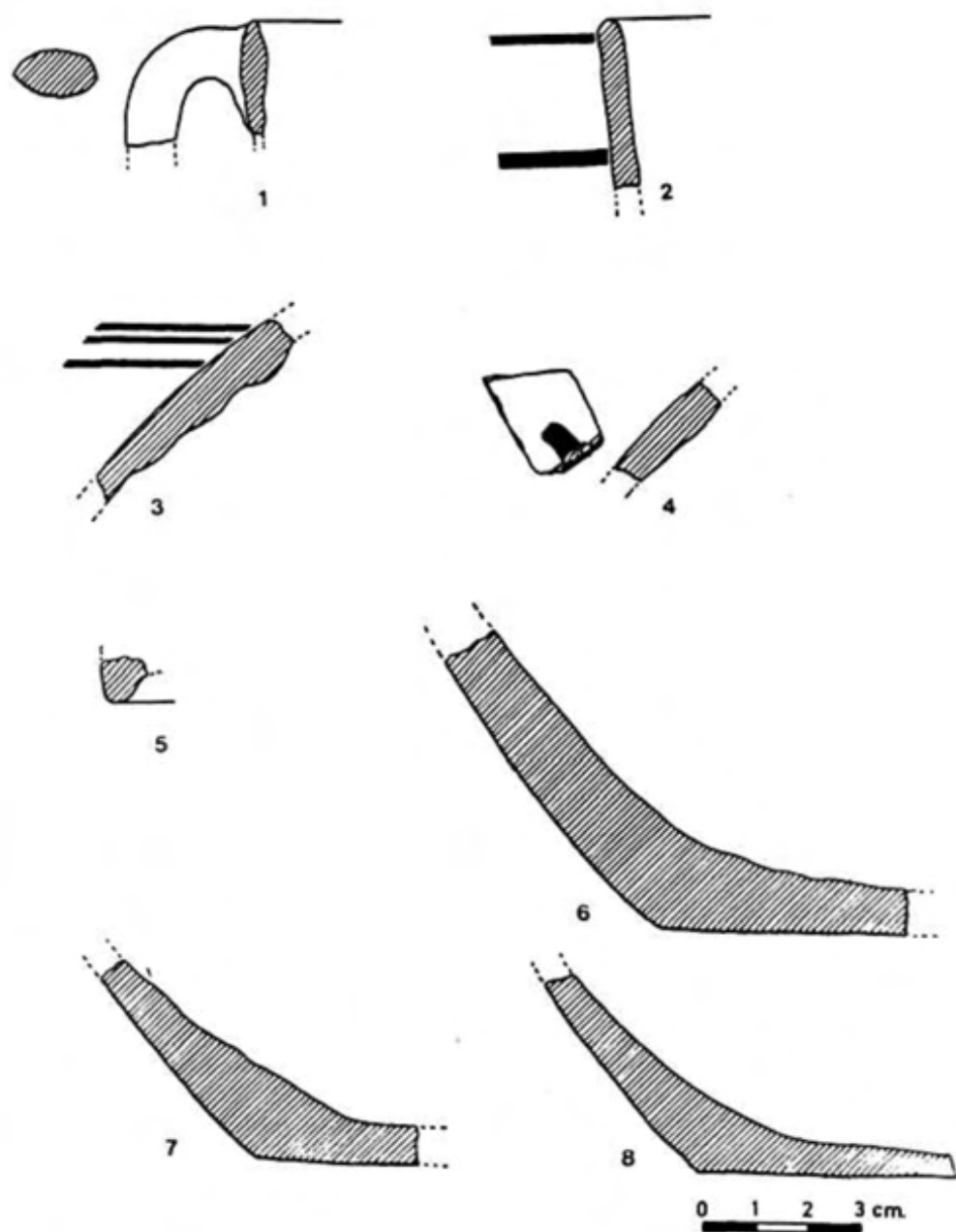


Figura 27. — Fragmentos cerámicos del barranco de la Alfándiga (Huesca): 1. borde de dirección vertical y asa en cinta de sección ovalada; 2. borde de dirección vertical; 3, 4. cuerpo; 5. pie de base en anillo; 6, 7, 8. fondo de base plana (dibujado por F. Burillo).

mente, con predominio de limos y arenas finas y sólo algún nivel de grava en la base.

Los afluentes del río Isuela sólo son pequeños barrancos de edad relativamente reciente y que carecen de niveles de terrazas acompañantes, ya que su actividad ha sido sobre todo erosiva. No obstante, estos barrancos y su red acompañante inciden varios metros en un depósito inconsolidado, de textura fina pero con frecuentes alternancias, que recubren la mayor parte de los fondos de valle y que empalman en vertiente con unos depósitos de regularización. La altura relativa de estas terrazas con los barrancos no suele exceder los 6 m. y cronológica y morfológicamente enlazan con el nivel inferior de terraza (T_1) del río Isuela.

El depósito es de características aluviales, erosivo sobre el sustrato y está constituido por limos pardos con algunos niveles de arena y predominio de gravas de caliza y arenisca en la base y márgenes del cauce (fig. 26 y foto 22). Son frecuentes las imbricaciones de cantos y pequeños canales rellenos de arena con laminación paralela, que demuestran una sedimentación en régimen de baja energía.

Como parte constituyente del depósito suelen encontrarse fragmentos de cerámica y teja que nos hablan de lo reciente de la acumulación. A lo largo de los barrancos del Diablo y la Alfándiga, al N de Huesca, se han recogido junto al arqueólogo Dr. Burillo unos restos de cerámica (fig. 27) que los ha clasificado I. Alvaro como de época medieval-moderna, correspondientes a una producción local del área oscense; pero la falta de motivos específicos de esta zona y la involución de los datos que nos muestran estos fragmentos impide una mayor precisión.

También es frecuente el hallazgo, sobre todo en los limos, de una fauna subfósil de gasterópodos terrestres (pulmonados) que han sido amablemente clasificados por el Dr. Altimira, del C.S.I.C. (Barcelona), como:

Pomatias elegans, Müller
Rumina decollata, Linneo
Theba pisana?, Müller
Cernuella virgata, Da Costa
Helicella, sp.
Jaminia quadridens, Müller

La fauna malacológica encontrada está constituida por especies mediterráneas, como la *Cernuella virgata*. El género *Helicella* es propio de estepa, exigente en temperaturas elevadas, acusándonos los fenómenos de desecación que sufrió Centroeuropa a partir del Preboreal (Madurga, 1973). La especie *Pomatias elegans*, parece estar ligada a un medio forestal o semiforestal (Puissegur, 1979), demostrando la presencia de una cubierta boscosa en los alrededores, probablemente de pino mediterráneo (*Pinus pinea*), que se compaginaba con el cultivo de olivo y almendro, cuyos restos se han encontrado en el interior del depósito.

Todos estos datos, junto con las características sedimentológicas, parecen apuntar hacia un clima mediterráneo con estaciones secas, soleado, con suelos poco potentes o inexistentes donde la roca madre afloraría en casi

toda la superficie. Posiblemente las áreas circundantes de mayor elevación sustentarían una cubierta vegetal no muy densa, de bosque abierto, que debido a fuertes lluvias estacionales y torrenciales serían degradadas, aportando a las zonas bajas una cobertera detrítica.

Es muy probable que estos depósitos no sean la consecuencia directa de una deforestación (antrópica o natural), sino más bien se deban a crisis climáticas o a variaciones dinámicas alóctonas (p. e. cambio en el nivel de base fluvial), ya que los restos vegetales se localizan a lo largo de todos los perfiles y no en un nivel determinado; lo que demuestra la presencia de una cubierta vegetal en el momento de la sedimentación. Esto no es óbice para que existiese una deforestación progresiva que facilitase la erosión a una dinámica torrencial, pero siempre dentro de una climatología definida.

Estas acumulaciones postmedievales, muy extendidas en toda la Hoya de Huesca, las atribuimos a cursos intermitentes (arroyos), que en forma de arroyada concentrada circulaban por canales previamente excavados y con la alimentación de intensas lluvias estacionales.

En algunos puntos muy localizados y sobre todo en la cabecera de los barrancos, se observa otro nivel de acumulación, aún más reciente, con morfología de terraza, situado de 1 a 3 m. por encima del fondo de los barrancos y encajado unos 2 m. en el depósito anterior (foto 21). La constitución es básicamente limosa con un tramo basal de gravas, entre las que suelen encontrarse fragmentos de ladrillos de molde que pueden ser asimilados al inicio del siglo XX.



Foto 21. — Doble fase de acumulación-incisión en los depósitos holocenos al N. de Huesca.

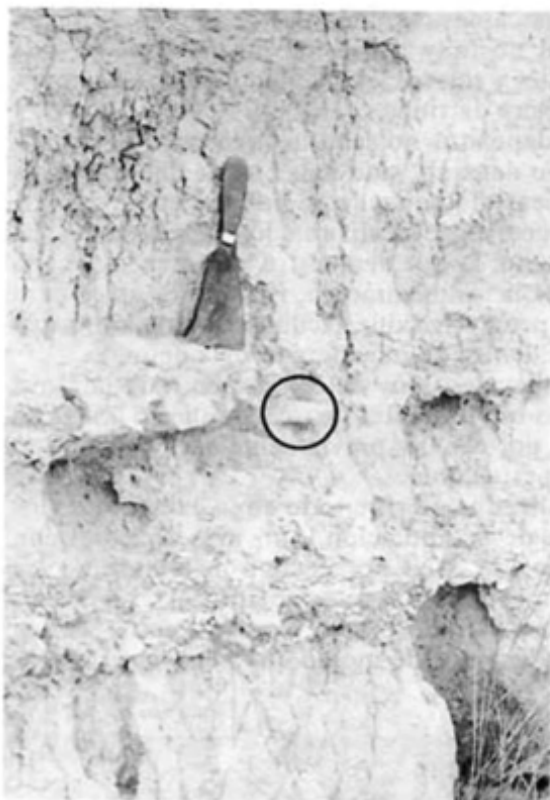


Foto 22. — Detalle del depósito anterior, con niveles de gravas, arenas y limos e inclusiones de cerámica medieval (círculo).

4.1.2. Terrazas recientes en el valle del Flumen

El nivel inferior de terraza T₁ se distribuye altitudinalmente de una forma más variable que en el río Isuela, con una cota relativa que oscila entre los 6 m. en zonas proximales y 2 m. en las más distales; pero con una pendiente media de 0,7 por ciento, semejante a la del actual río Flumen.

La distribución de los afloramientos es igualmente variable, con un mayor predominio al S que al N pero, en general, de escasa extensión. Su constitución es semejante a la de los otros niveles de terrazas, calizas eocenas y cretácicas, aunque el porcentaje de arenisca miocena se ve acrecentado; al contrario de lo que ocurre con el tamaño de las gravas, que descende sensiblemente. Un corte significativo puede ser el que se observa en la margen derecha del río, donde éste se cruza con la carretera de Huesca a Barbastro: 1,50 m. de gravas basales con imbricaciones, matriz arenosa y totalmente suelta; 0,25 m. de arenas muy finas y 2,50 m. de limos pardoamarillentos con algún canto disperso. A escasos centímetros del techo de gravas, se observan nivelillos de oxidación de algunos milímetros de espesor que forman costras ferruginosas onduladas o que impregnan superficialmente las gravas, logrando penetrar suavemente en su corteza. Estos «nive-

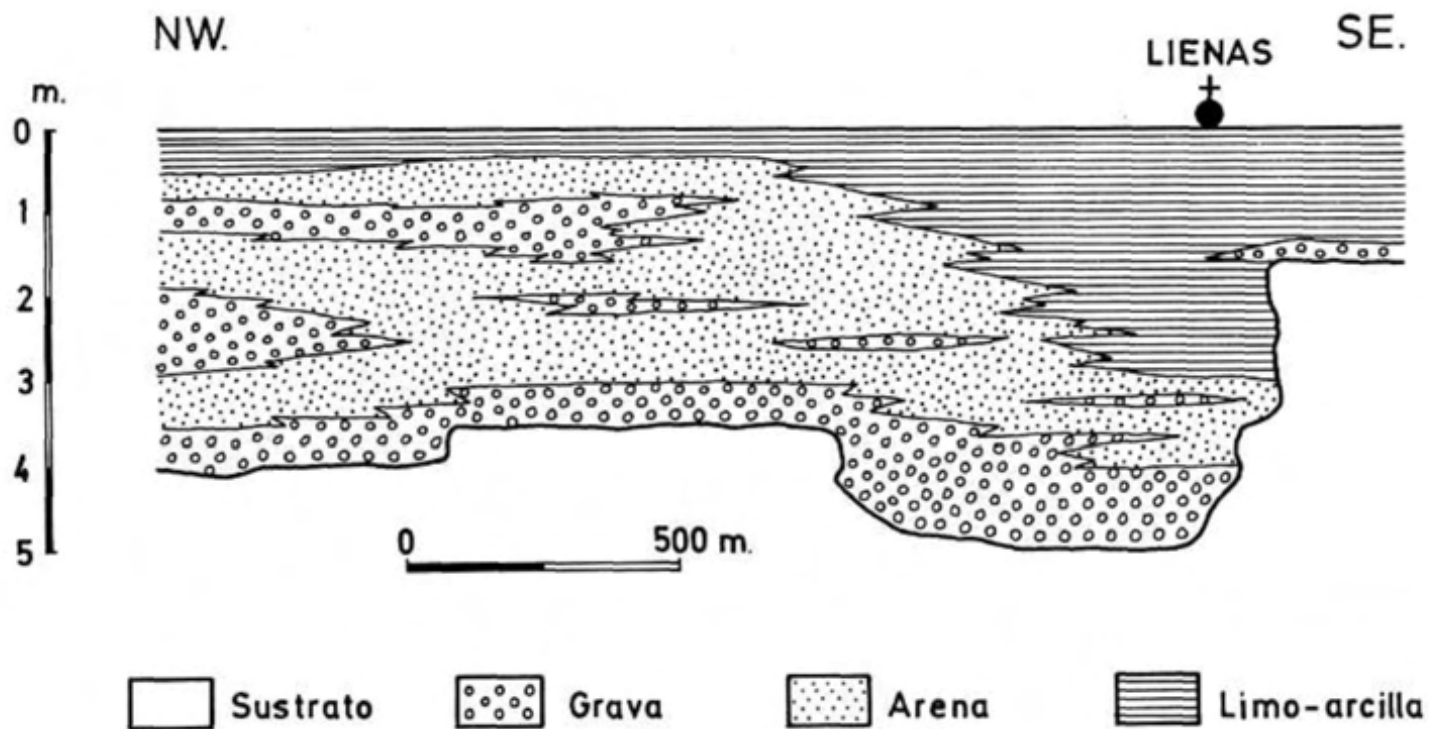


Figura 28. — Panel interpretativo de correlación para la terraza (+ 5 m.) del barranco Barzón (Lienas, Apiés).

les herrumbrosos» (Duchaufour, 1975) se asignan a suelos hidromorfos de tipo *seudogley*, cuyo origen se debe a la existencia, durante un período más o menos largo, de una capa de agua estancada temporal y a una degradación de los suelos forestales. Con posterioridad a este proceso edáfico azonal se depositan los limos superiores, que son una mezcla de material de glaciares y de llanura de inundación del río.

Al igual que sucedía con el Isuela, los afluentes del Flumen carecen de importancia y sólo son barrancos secos que se encajan en un aluvial muy reciente, generando una terraza de aproximadamente 5 m. de desnivel (foto 23) y en la que se mezclan los aportes fluviales y de vertiente.

Con motivo del estudio de un «testar», junto al barranco Barzón, en Lienas, que inicialmente ha sido datado por el arqueólogo Dr. Burillo como posterior al s. XIII, se realizaron una serie de perfiles en la terraza de este barranco (fig. 28) que nos sirven para definir el depósito: la base es discordante sobre el sustrato mioceno y está siempre constituida por gravas poligénicas de calizas subredondeadas y areniscas subangulosas, con matriz arenosa o casi inexistente y ausencia de fracción más fina. El depósito propiamente fluvial se interdigita lateralmente con otro de vertiente, constituido por bloques de arenisca y limos-arcillas, que suelen dominar a techo. La



Foto 23. — Terraza holocena de + 5 m. del barranco Barzón en Lienas (Apiés), con cantos fluviales en la base y limos de vertiente a techo.

potencia de la acumulación es variable, como se aprecia en la fig. 28, pero puede oscilar entre 2 m. y 5 m., aunque evidentemente el espesor de las gravas fluviales es menor.

La serie en general es granodecreciente, con gravas a muro, arenas intermedias y limo-arcillas a techo.

Esta fase de acumulación es semejante a la observada en el valle de Isuela y en ambas zonas puede datarse como *postmedieval*, enlazando morfológicamente con el nivel más bajo (T_1) de terraza de los ríos principales.

4.1.3. Terrazas recientes en el valle del barranco de la Clamor

El nivel inferior de terraza reconocido en este valle constituye el relleno del fondo de los barrancos y depósitos aluviales situados a 3-4 m. sobre el talveg. Como se observa en la cartografía geomorfológica, un elevado porcentaje de la superficie de la cuenca drenada por el barranco de la Clamor está tapizada por estas acumulaciones detríticas que, al ser incididas en su totalidad, permiten la observación directa de su constitución interna.

Un ejemplo de este depósito es el observado en la carretera Huesca-Barbastro, a 3,5 Km. de Peraltilla, en un barranco elaborado en los yesos del núcleo del anticlinal de Barbastro y que procede del cerro Valcheladas: de muro a techo, 1,2 m. de limos y arcillas verdes y pardas finamente laminadas en su parte superior, con abundantes fragmentos de conchas de gasterópodos y algunos lentejones dispersos de gravas (0,3-0,5 cm.) angulosas de naturaleza yesífera; 0,2 m. de arenas finas con laminación paralela y nivelillos de cantos pequeños; 0,4 m. de arena fina-media con laminación paralela e indentaciones de pequeños canales de cantos (menor de 5 cm.) de cuarzo, arenisca y alguna caliza; 0,6 m. de limos arcillosos verde-grisáceos, con manchas de acumulación de sales y algún canto muy disperso; 1,5 m. de limos blancos yesíferos con cantos (0,5-1 cm.) dispersos de cuarzo, fundamentalmente. Los dos últimos niveles pueden asimilarse a depósitos de vertiente, constituidos por litologías locales, mientras que el resto forma una serie detrítica grano-creciente típica de una dinámica fluvial poco energética.

A esta fase de acumulación reciente la denomina Bomer (1979) «Bajo nivel histórico» y Mensua e Ibáñez (1977-78) la relacionan con el lecho mayor del Cinca, fosilizado por conos de deyección de limos y arenas.

4.1.4. Capturas fluviales

La evolución cuaternaria de la red fluvial somontana supone el paso de una vía única de drenaje, que recogería en un solo punto los aportes de las Sierras, al desdoblamiento en varios ríos principales N-S que se irán uniendo al colector principal, de forma escalonada, a lo largo de su recorrido (fig. 29).

Esta serie de cambios de dirección en el drenaje se han verificado, sobre todo, en el área que actualmente ocupa la Hoya de Huesca, en mo-

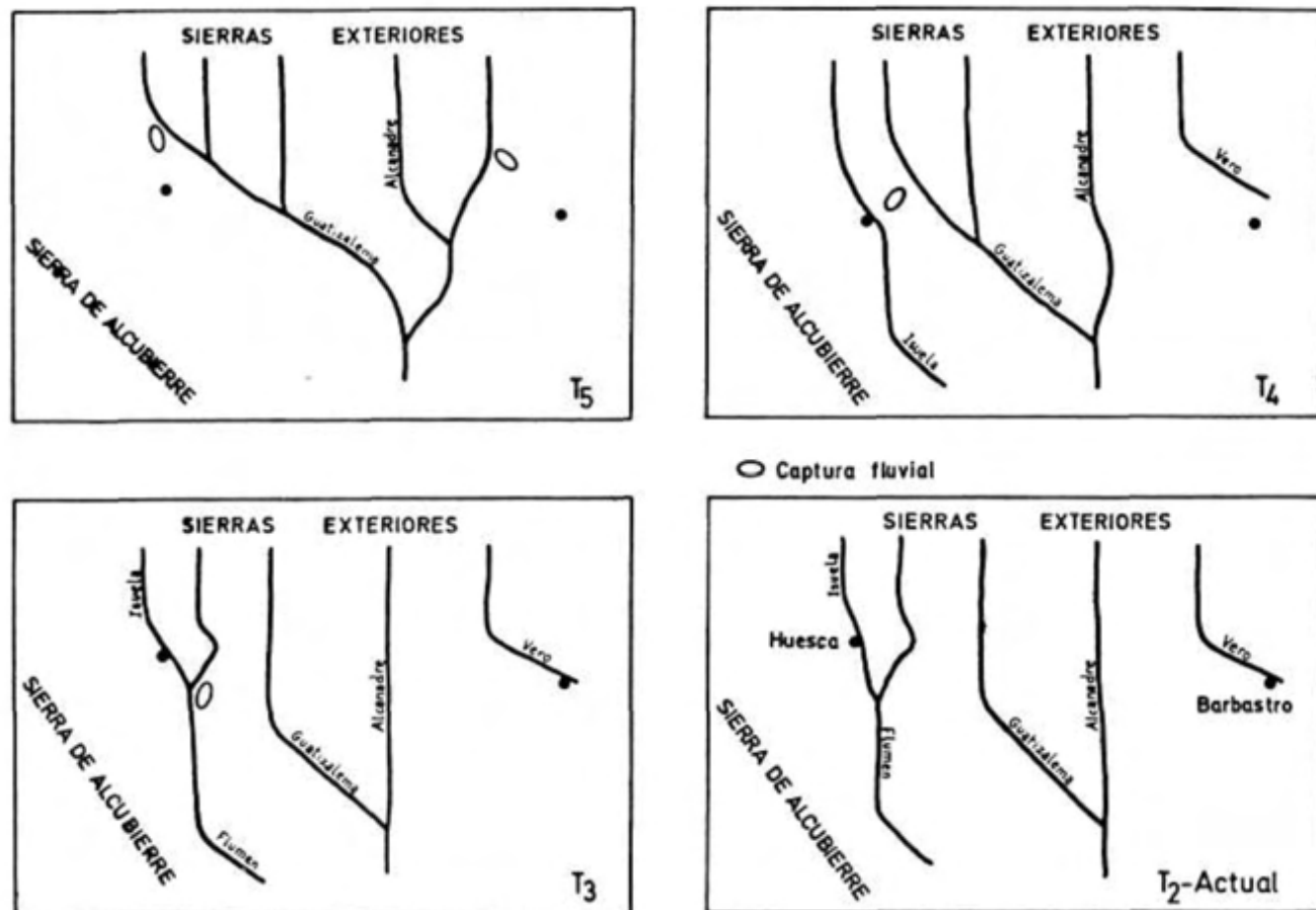


Figura 29. — Esquemas evolutivos de la red fluvial durante el Cuaternario (sin escala).

mentos diferentes y por causas primarias aún no del todo muy aclaradas; bien motivadas por circunstancias alóctonas de tipo general, como puede ser un cambio-climático tendente hacia una mayor energía erosiva o una elevación tectónica del marco montañoso; o bien generadas por causas autóctonas, como las características litológicas del sustrato o la topografía.

a) La primera captura fluvial que vamos a comentar es la que sufre la red original (T_3) en la misma raíz del somontano, a la altura del pueblo de Nueno. Las evidencias son manifiestas si observamos en la cartografía cómo, en esta zona, el nivel de T_3 sigue una dirección NW-SE, mientras que tanto el curso actual como el resto de las terrazas van de N a S. El análisis estadístico de las imbricaciones de cantos demuestra que el antiguo río llevaba la misma dirección que morfológicamente conserva el depósito y es factible suponer que entre Nueno y Sabayés trazaba una curva cerrada que circundaba el afloramiento, que aún permanece, del pliocuaternario de la Corona de Sabayés.

La pendiente del nivel T_3 en esta zona es relativamente elevada, 2,6 por ciento, lo que hace suponer una alta energía de flujo que, junto con la inexistencia de restos de este nivel en la Hoya y un dominio absoluto de depósitos de vertiente, a lo que habría que añadir un ligero desnivel topográfico entre la Hoya excavada y el cauce del río, acarrearía el cambio de dirección hacia una zona de menor cota. Desde este momento se individualiza el río Isuela s. s. que, al cambiar de nivel de base, aumenta su poder de erosión y acelera la evacuación de las lutitas, limolitas y areniscas miocenas de la Hoya de Huesca.

b) Otra captura muy espectacular, de gran interés geomorfológico, es la del río Flumen a nivel de la terraza T_4 (fig. 29), que hace variar su afluencia del Guatzalema al Isuela. Al analizar el curso fluvial del Flumen se puede observar el brusco «codo» que describe al E de Huesca, al igual que el intenso encajamiento de la red, aguas arriba de dicho codo, con un valor aproximado de 70 m. que, en cambio, no se aprecia aguas abajo (entre Quicena y Tierz) o a lo largo del río Botella. Todos estos datos, junto con el valle abandonado y relleno de aluviones, al S de Loporzano (fig. 30), permiten observar la existencia de una captura fluvial, cuya edad sería la misma que la de la terraza T_4 .

El estudio estadístico de las imbricaciones de los cantos de dicha terraza alta (fig. 29), a ambos lados del codo, nos ofrece un sentido de flujo que variaba entre 110° y 230° con una moda principal a 170° y otra secundaria a 130° . Por otro lado, la zona entre Quicena y Tierz poseía, en el momento de la captura, un predominio de modelado en glaciis que impedía un fuerte retroceso de sus cabeceras. Es lógico pensar que, en este punto, el antiguo Guatzalema describía un suave meandro que erosionaba lateralmente las margas y areniscas miocenas, llegando un momento en el que derramó su flujo y se dirigió hacia una zona con un nivel de base más bajo (río Isuela). Este proceso de captura sería por tanto la consecuencia de dos hechos enlazados: erosión lateral y derrame.

La datación de este fenómeno es intra- T_4 ; es decir, que la fase de aluvionamiento, correspondiente a esta terraza, continuó en otras zonas del so-

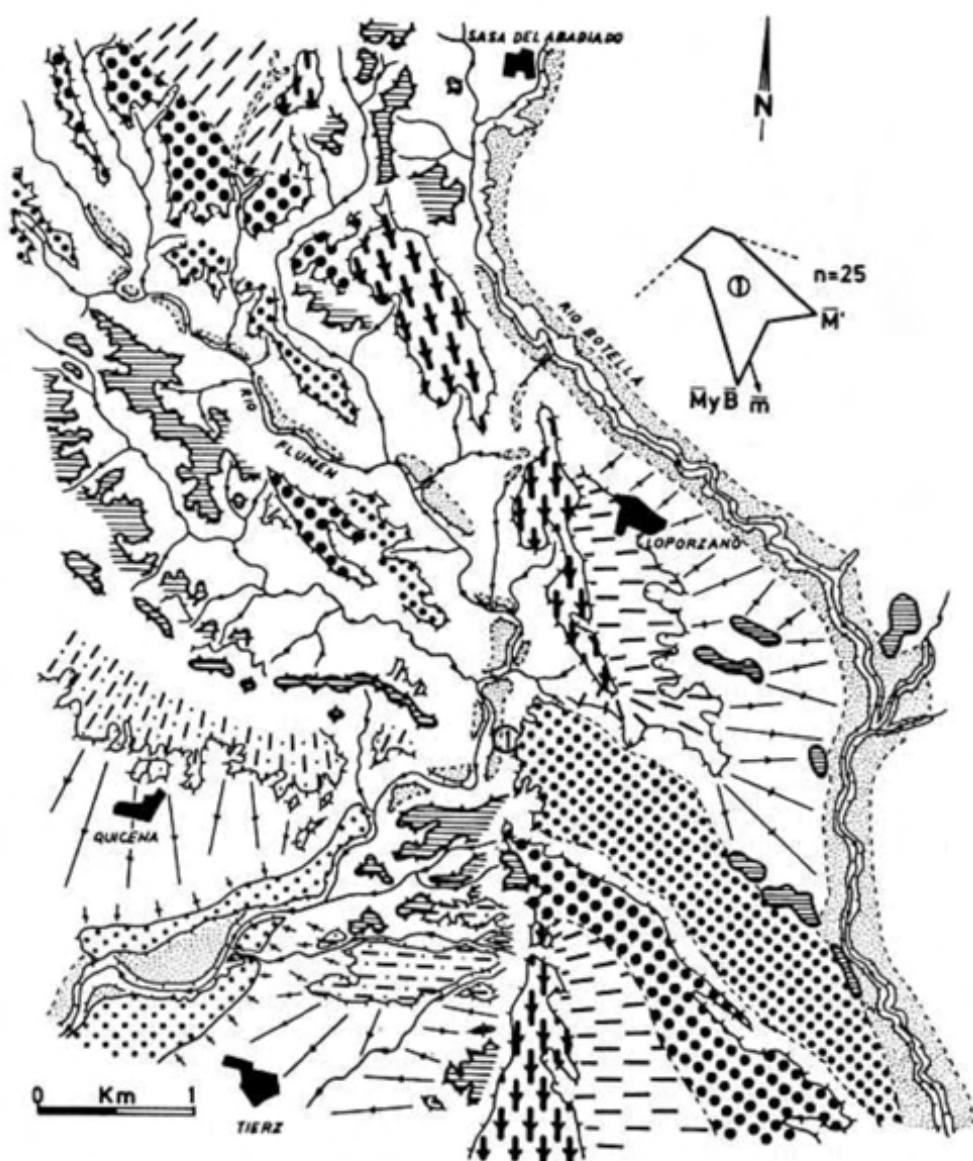


Figura 30. — Mapa geomorfológico de la captura del río Flumen al E de Huesca (según J. Rodríguez Vidal, 1981, modificado); la leyenda es la del mapa E. 1:50.000. Rosa de direcciones de flujo en base a imbricaciones de cantos.

montano después de la captura, aunque en este sector se manifestó por una intensa actividad erosiva, responsable de la profunda incisión lineal existente en la red de drenaje, de la fosilización del relieve en el valle del Guatizalema, de la aparición de un modelado estructural en vertiente y del relleno aluvial de parte de la Hoya de Huesca.

c) Unos 4 Km. al S de Huesca los aluviones de la T_3 de los ríos Isuela y Flumen confluyen en las proximidades de Pompenillo, mientras que el siguiente nivel de terraza representado (T_1) y los talvegs actuales se unen unos kilómetros más al S, en Buñales. Esto demuestra que, a pesar de la escasa pendiente de los ríos en esta zona, muy recientemente el Flumen volvió a ser capturado por un pequeño barranco y prolongó algo más su curso en solitario de forma paralela al río Isuela (fig. 29).

d) Otra captura muy importante en la evolución cuaternaria de la red somontana es la que sufrió el río Vero a nivel de la terraza alta (T_5) (fig. 29). En ese momento el antiguo Vero vertía sus aguas al Alcanadre a la altura de Laperdiguera y fue capturado, en favor del Cinca, por un corto barranco de dirección NW-SE que retrocedía rápidamente su cabecera a favor de la litología poco resistente del Mioceno y el condicionamiento estructural del flanco N del anticlinal de Barbastro.

Esta captura, al igual que las ya descritas, motivó un profundo encajamiento de la red fluvial, al rebajar de cota su nivel de base, que puede valorarse en unos 67 m.

4.1.5. *Cronología de terrazas*

La carencia de dataciones paleontológicas-radiométricas en las acumulaciones cuaternarias de este sector somontano prepirenaico, impiden realizar una cronología absoluta que nos ayudaría a situar en el tiempo los procesos morfogénéticos más importantes y su duración. No obstante, existen otra serie de circunstancias paralelas que colaboran a situar determinados hechos de forma relativa entre sí; lo que podría denominarse como tentativa cronológica.

El primer factor, que desde siempre ha sido considerado, es la relación de las terrazas fluviales con las fases glaciares cuaternarias y, por tanto, con las acumulaciones morrénicas. Aunque en base a las precisiones de Solé Sabaris (1957), no parece que en las Sierras Exteriores existiese, para esos momentos, una cubierta nival permanente, sino más bien un dominio casi absoluto del medio periglacial que, según Bomer (1977), podría relacionarse con un clima de marcada continentalidad y un enfriamiento más acentuado en verano, con un descenso de las temperaturas medias anuales del orden de 8° a 9° C para el Würm. Según esto, los momentos de clima más riguroso favorecerían la disponibilidad de fragmentos rocosos gelifractados y su transporte y acumulación en el piedemonte, en forma de aluviones de terrazas.

Según Martí Bono et al. (1977), en el Pirineo occidental puede admitirse la existencia de una fase glacial, representada en el nivel fluvio-glacial de terraza de 50 m. de los ríos Aragón y Gállego; otra fase de mayor inten-

sidad con terrazas a 15-20 m. y unas últimas recurrencias frías con morrenas de altitud por encima de los 1.500 m.

En base a estos datos, es evidentemente difícil poder correlacionar los cinco niveles de terrazas principales con otras tantas fases frías, que aún no han sido puestas en evidencia en la cadena pirenaica. Sobre todo si tenemos en cuenta que la intensidad del glaciario no se manifiesta por igual en todos los puntos y que, a su vez, cada fase está compuesta de varias pulsaciones o recurrencias frías intermedias. A esto, evidentemente, habría que añadir otras circunstancias de carácter general, como elevaciones tectónicas del edificio montañoso y local, como las capturas fluviales.

Otro factor que ayuda a diferenciar los niveles de terrazas, aunque no de forma absoluta, es el grado de encostramiento y desarrollo de la costra caliza en el perfil de los depósitos. Las características intrínsecas de cada uno de estos niveles, la esbozan Alberto et al. (1984) para el sector central de la Depresión del Ebro.

El color del suelo es, en determinadas circunstancias, un factor de datación a considerar. La mayoría de los autores coinciden en asignar un origen interglaciario a la formación de suelos rojos sobre los depósitos cuaternarios; lo que ya no es tan generalizada es la datación del fenómeno en los Pirineos y NE de España. Mientras Panzer (1948) y Butzer y Franzle (1959) relacionan la rubefacción en el Pirineo con el interglaciario Riss-Würm, otros autores como Alimen (1964), Icole (1974), Duchaufour (1975) y Martí Bono (1977) prefieren datarla como Mindel-Riss.

Los cantos que forman parte de las diferentes terrazas, presentan, según su litología, variaciones en su morfología como consecuencia de procesos de meteorización y disolución, dependientes del factor tiempo. Esta relación directa entre alteración y datación ha sido muy tenida en cuenta en el piedemonte norpirenaico por los autores franceses, como Icole (1974) y Hubschman (1975), mientras en el piedemonte meridional aún no se ha abordado el tema lo suficientemente como para poder extraer conclusiones cronológicas.

Por último, las dataciones arqueológicas, dependiendo del tipo de yacimiento, pueden resultar sumamente útiles; como por ejemplo ha sucedido en el piedemonte leridano, donde Peña (1980) ha fechado la T₂ del río Segre como würmiense y la T_{1b} como tardiglaciario (Subatlántico).

4.1.6. Evolución de la red fluvial cuaternaria

El nivel más bajo de acumulación pliocuaternaria marca el inicio de lo que, a lo largo del Cuaternario, serán las vías principales de drenaje en el Somontano oscense; con una red en su mayor parte encajada y unas direcciones de flujo semejantes a las observadas para el nivel más alto de terraza fluvial (T₃).

Como se comprueba en la figura 29, el número de ríos principales que circulaban por el piedemonte, procedentes de las Sierras, se ha mantenido fijo durante el Cuaternario; mientras que la disposición de dicha red ha variado sensiblemente.

En el momento en que se depositaban los aluviones de la T_5 , el río Alcanadre poseía un trazado N-S semejante al actual, salvo inflexiones locales, recibiendo por la margen izquierda al antiguo Vero y por la derecha al Guatizalema, al que a su vez afluía una red más occidental. De esta forma, la disposición era confluyente en la parte superior del Somontano, con un aspecto arborescente, y sin un claro control litológico o estructural del sustrato.

A la vez que se produce esta acumulación T_5 , o en sus momentos finales, el río Vero es capturado por un barranco subsecuente y, adaptándose a la dirección del flanco N del anticlinal de Barbastro, se dirige hacia el río Cinca, no variando en adelante su curso. De igual manera, al extremo opuesto de la zona, la cabecera más occidental del Guatizalema es capturada por la Hoya de Huesca, previamente excavada, y este tramo se independiza con la denominación de río Isuela, recorriendo bastantes kilómetros en solitario hasta unirse al Alcanadre, ya fuera del somontano.

Una vez que se depositan los materiales de la T_4 , el Alcanadre ha perdido las cuencas más extremas de su área drenada inicialmente, viendo mermado su caudal. En este momento, la cuenca occidental del Guatizalema se derrama hacia la Hoya de Huesca, por la que ya circula el río Isuela, y se acentúa la actividad erosiva; mientras que el valle del Guatizalema, privado de sus afluentes principales, pierde su capacidad de transporte y queda fosilizado a nivel de la T_4 .

Durante la acumulación de la terraza T_3 , la red fluvial ya se parece bastante a la actual; sólo pequeños retoques de escaso interés morfológico y la elaboración de los posteriores niveles de terrazas (T_2 y T_1).

Esta evolución sinóptica de la red fluvial pirenaica es la consecuencia de la progresiva adaptación de ésta al sustrato sobre el que circula, con una evidente preferencia por los materiales más blandos y las estructuras sinclinales.

El estudio comparativo de los depósitos, de todos estos niveles de terraza, nos indica que se elaboraron, sobre todo los más antiguos, por ríos braided de elevada energía que circulaban encajados, con escasas posibilidades de migración lateral, aunque en canales bastante anchos. A medida que los ríos se fueron encajando, la geometría del canal fue disminuyendo y con ella la capacidad de carga; de manera que los niveles recientes de terraza son de menor tamaño y con menos potencia de depósito, al igual que la granulometría.

4.1.7. *Correlación regional*

Una vez analizadas las terrazas de cada río por separado, sus características principales y su evolución cuaternaria, se puede hacer una síntesis general en la que queden expresadas todas las variaciones altitudinales de cada nivel, pese a que puede prescindirse de algunas matizaciones locales de una importancia secundaria, la comparación de estos valores de altitud relativa de terrazas con otros realizados previamente, sólo puede llevarse a efecto con los aportados por Mensua e Ibáñez (1977) para la cuenca pre-

(en metros)	Isuela	Flumen	Guatizalema	Alcanadre	Vero
T ₅	100	98	48-55	66-151	124
T ₄	10-18	78	35-49	41-96	57
T ₃	8	9-10	19-33	33-68 31-59	—
T ₂	—	—	8-15	10-30	11-12
T ₁	2	2-6	3-7	4	5-6

somontana de Sariñena, es decir, inmediatamente al S de nuestra zona de estudio:

(en metros)	Flumen	Guatizalema	Alcanadre
T ₆	—	140-150	150-180
T ₅	—	100-110	90-120
T ₄	—	50-60	55-100
T ₃	15-40	40-60	30-45
T ₂	8-20	10-20	10-20
T ₁	—	—	—

y como puede apreciarse, los dos niveles más altos del Guatizalema y el superior del Alcanadre los hemos considerado como correlacionables con los aluviones pliocuaternarios.

Dentro del piedemonte pirenaico, pero al Este y Oeste de la zona estudiada, se pueden tratar de establecer correlaciones con los niveles de terrazas de los ríos Cinca y Gállego, a pesar de su procedencia más septentrional, en base a los datos de varios autores. Para el Cinca:

(en metros)	Panzer (1948)	Bomer (1979)	Mensua e Ibáñez (1977-78)	Alberto et al. (1983)
T ₆	115	105-115	110-120	120
T ₅	100	95-100	80	90
T ₄	60-65	—	—	60
T ₃	40-45	40	25-30	40
T ₂	—	—	—	20
T ₁	8	10-12	10-15	10

estos seis niveles de terrazas, sobre todo los observados en Albalate de Cinca (Alberto et al., 1983), son bastante semejantes en altura con los del río Alcanadre; ya que en éste podríamos medir seis niveles si incluimos el subnivel de la T₃.

Las terrazas del Gállego han sido las que mejor se han estudiado en

este sector N de la Depresión: coincidiendo todos los autores, a partir de Panzer (1948) y Bomer (1957), en la existencia de tres niveles muy claros que pueden llegar hasta cinco en su curso bajo (González y Arrese, 1977 a). Un estudio comparativo de trabajos anteriores, junto a observaciones propias, realizado por García Ruiz y Creus Novau (1974) nos sirve para resumir los niveles de terrazas del río Gállego:

(en metros)	García y Creus (1974)
T ₄	mayor de 60
T ₃	35-45
T ₂	20-25
T ₁	7-10

en el que se observa una cierta disarmonía de alturas con respecto al Alcanadre, aunque algunos de los niveles pueden ser coincidentes.

Como ha podido apreciarse en estas comparaciones altitudinales, las correlaciones espaciales son difíciles de efectuar; en primer lugar porque las terrazas de un mismo río son convergentes hacia la desembocadura, lo que significa que la altitud de cada nivel no se mantiene fija; en segundo lugar, porque aunque todos estos ríos son afluentes del Ebro y tienen una procedencia semejante, el régimen de alimentación es y ha sido diferente entre los pirenaicos y prepirenaicos y, por último, su evolución cuaternaria no ha tenido por qué ser igual, con evidentes influencias locales.

Lo que sí hasta cierto punto puede ser comparable es el número de terrazas que son significativas de eventos morfogenéticos más generales, como cambios climáticos o movimientos tectónicos.

4.2. Glacis

La literatura americana designa como *pediment* a toda forma plana, de perfil longitudinal ligeramente cóncavo y pendiente suave (de 1.º a 5.º), que se extiende al pie de relieves residuales más o menos importantes (Birot y Dresch, 1966), elaborándose en rocas consistentes o en rocas blandas. Por el contrario, la terminología francesa restringe esta palabra para las superficies desarrolladas sobre rocas mecánicamente duras en estado fresco y el término *glacis* para las formas topográficas similares modeladas en rocas incoherentes o en depósitos poco resistentes.

Tricart y Cailleux (1969) recomiendan la utilización del término *glacis* en su sentido descriptivo original («superficie topográfica suavemente inclinada, de perfil transversal plano y longitudinal más o menos cóncavo, que corta la disposición estructural del sustrato rocoso»), considerando el término *pediment* como un simil del anterior.

La clasificación de los glacis es un tema aún más complejo y que cada autor realiza desde un punto de vista diferente. En nuestro caso, utilizare-

mos algunas denominaciones, de forma comparativa; bien porque hayan sido las más utilizadas en la bibliografía temática o porque su definición se ha realizado en una zona geográfica próxima (Sole, 1964).

De manera general, los glacis del Valle del Ebro se comportan siempre, según Mensua (1964), como formas de piedemonte y su presencia presupone la existencia de un relieve estructural anterior, con desniveles ya conformados. Su elaboración requiere amplias depresiones y un sustrato rocoso fácilmente erosionable; son por tanto formas de detalle acopladas a una configuración morfológica ya existente, con un mínimo valor morfo-genético.

El paso lateral del depósito de glacis al de terraza es un hecho sincrónico y su delimitación cartográfica es difícil de realizar, porque las variaciones laterales del río hace que se extienda el aluvionamiento y se desplace simultáneamente el contacto entre ambos depósitos. Dentro de un perfil-tipo, los detríticos de terraza predominan en la base, cambiando lateralmente hacia materiales de glacis que, a su vez, dominan a techo. Esta correlación glacis-terrazza ya fue analizada por Mensua e Ibáñez (1977-78) en los ríos Gállego y Cinca, con características semejantes a las aquí expresadas; de manera que aunque el depósito de glacis recubra parcialmente la terraza, ambos se deben a un solo ciclo de sedimentación.

En algunos casos, tanto los glacis como las terrazas son formas de acumulación semejantes y su distinción puede llegar a ser muy arbitraria y casi siempre subjetiva (Mensua, 1964). A esto hay que añadir, en la zona del Somontano, que la composición litológica de ambos depósitos es semejante, pues mientras las terrazas se componen de cantos procedentes de las Sierras Exteriores, la alimentación de los glacis es a favor de los antiguos abanicos aluviales pliocuaternarios o de los altos niveles de terrazas y glacis; por lo que los detríticos son continuamente reelaborados y transvasados de un depósito a otro.

Los únicos criterios que pueden ser efectivos, a la hora de llevar a cabo esta diferenciación, son el morfológico y la estructura interna del depósito; realizando observaciones seriadas a lo largo de una sección transversal, para poder así apreciar las pequeñas variaciones que puedan ocurrir. Aunque esto es sólo factible en los niveles más recientes de glacis, pues los más antiguos han reducido ostensiblemente su superficie, quedando relegados a las cimas de algunos cerros residuales.

4.2.1. Somontano de Huesca

En el Somontano de Huesca, la superficie cubierta por depósitos de glacis es mayor que la correspondiente a los propios de terrazas; llegando a distinguirse tantos niveles de unos como de otros.

El nivel más alto, o G_5 , se conserva únicamente a lo largo del «valle fósil» del río Guatzalema, con una dirección aproximada de aporte de E-W a NE-SW, transversal a la terraza T_5 de dicho río y una pendiente media de 3 a 8 por ciento. Su longitud es siempre menor de 1,5 Km. y la raíz se sitúa

casi en la misma cresta de los cerros con cobertera de aluviones pliocuaternarios (nivel inferior), pero sin llegar a cubrirlos.

Así, este nivel de glacis está constituido por los mismos materiales que dichos depósitos aluviales; básicamente, cantos de caliza eocena bastante redondeados y predominio de matriz arcillosa rojiza, con espesores menores de 2 m. Los procesos que han afectado a la terraza T_3 lo han hecho por igual con el glacis G_3 , de manera que presentan un suelo rojo a techo y un encostramiento generalizado del depósito, aunque con menos intensidad que en la terraza correlativa.

En el interior de la Hoya de Huesca, los afloramientos correspondientes a este nivel se localizan de forma muy dispersa, recubriendo la cima de algunos cerros residuales que aún conservan su pendiente original (de 2 a 3 por ciento) y cuya composición es bastante semejante a la anterior. Por ejemplo, en un corte realizado en el Km. 3 de la carretera Huesca-Apiés, se observa un depósito de 2 m. de espesor que reposa suavemente discordante sobre un sustrato de margas miocenas y está constituido, de muro a techo, por 60 cm. de arenas muy finas pardo amarillentas, con algún canto disperso y una cementación muy tenue de tipo pulverulento; 40 cm. de gravas subangulosas-subredondeadas, básicamente calizas y areniscas, con una media de 5 a 6 cm. y un centil de 15 cm., con matriz arcillosa e intensamente cementadas por carbonato cálcico pulverulento. A techo se repite de nuevo esta secuencia de arena fina-canto con potencias y características semejantes, presentando la base de los cantos un aspecto canaliforme.

El siguiente nivel de glacis, G_4 , está bastante bien desarrollado, restringiéndose sobre todo al sector N de la Hoya de Huesca, donde ya fue puesto en evidencia por Barrère (1951, 1970), aunque como un relieve tabular de origen estructural; hecho este que extraña en cierta manera, pues aunque en fotografía aérea sólo puede delimitarse su geometría, las comprobaciones de campo no pueden ser más esclarecedoras con respecto a su asignación como glacis.

El afloramiento de la margen derecha del río Isuela, al S de Arascués, es el de mayor extensión. Arranca al pie de los cerros con cobertera pliocuaternaria y con una pendiente del 2 por ciento, a lo largo de 3 Km. enlaza lateralmente con los aluviones de la terraza T_4 de dicho río. Al S, el barranco Valdabrá se encaja 27 m. sobre la superficie del glacis.

El depósito es erosivo en la raíz sobre el sustrato mioceno y, al igual que su terraza correlativa, no puede comprobarse dicho contacto en la zona más distal, donde afloran de 5 a 6 m. de cantos calizos subangulosos, muy heterométricos y aspecto masivo. Se observa una cierta estratificación horizontal, con algunas intercalaciones continuas y poco potentes (20 cm.) de limos y arenas finas que se empardecen hacia techo. La matriz es arenosa y el depósito está total y suavemente cementado; con un encostramiento somital de 1 m. de espesor que, debido a su mayor resistencia, origina un voladizo.

El nivel de glacis intermedio G_3 está desmesuradamente bien desarrollado al SW de la Hoya de Huesca, con buenos afloramientos que poseen una longitud máxima de 15 Km., a lo largo de la margen izquierda del

barranco de Valdabrá, y una pendiente media del 1 por ciento (2 por ciento en la raíz y 0,7 por ciento en la zona distal). Arranca de los pequeños afloramientos de aluviones del pliocuaternario reciente y del glacis anterior G_4 y constreñido entre los relieves estructurales de arenisca al NE y de caliza al SW, enlazaría (puesto que no puede observarse dicho contacto) con el nivel de terraza T_3 . La superficie de este glacis se encuentra a 13 m. sobre el talveg del barranco Valdabrá y encajado 14 m. en el nivel anterior de glacis.

El depósito es aparentemente concordante con el sustrato mioceno y está constituido por unos 3 m. de gravas calizas bastante homométricas, de 3 a 7 cm. de diámetro y 12 cm. de centil, bien rodadas y matriz areno-arcillosa. Se aprecian algunas finas intercalaciones de arenas y estructuras de pequeños canales superpuestos, rellenos de cantos. El depósito está algo encostrado, con cementación preferente a techo y a lo largo de fisuras abiertas por las raíces de las plantas; se observa igualmente restos de un suelo pardo rojizo. Localmente, hay algunos «alios» ferruginosos que afectan sólo a las gravas.

Al igual que ocurre con la terraza T_2 , el glacis correlativo de los valles de los ríos Flumen e Isuela no se ha detectado; aunque sí ocurre en el del Guatizalema, pero será explicado conjuntamente con el glacis G_1 en el siguiente apartado.

4.2.2. Somontano de Barbastro

En el somontano de Barbastro, con independencia de los afloramientos de glacis pliocuaternarios, la extensión que ocupan los glacis es menor que la correspondiente a las terrazas; a lo que ayuda el gran número de relieves estructurales existentes (plataformas, hogbacks y barras).

El nivel más alto de glacis G_5 sólo se observa entre aquellos puntos donde existen simultáneamente depósitos pliocuaternarios y de terraza T_5 , como sucede en la margen izquierda del río Alcanadre, desde Ponzano hasta Peralta de Alcofea. El mayor desarrollo lo experimenta en los alrededores de Lagunarrota, en la vertiente noroccidental del elevado Saso pliocuaternario de Berbegal que sirve de interfluvio entre los ríos Cinca y Alcanadre; de manera que con una pendiente del 3 por ciento hacia el W y NW y un recorrido de 2 Km. enlaza con el antiguo nivel T_5 de terraza del valle fósil del Alcanadre, en lo que actualmente es el arroyo de la Huerta.

El depósito tiene una potencia de unos 2 m., es erosivo sobre el sustrato y se elabora a partir de los aluviones pliocuaternarios, por lo que su constitución es semejante. Son cantos básicamente calizos, redondeados, englobados en una matriz areno-arcillosa y con aspecto masivo. Se aprecia una elevada cementación calcárea de los cantos y un suelo rojo fersialítico a techo, en actual estado de degradación.

El nivel de glacis inmediatamente inferior G_4 está algo menos desarrollado y se ciñe también a la margen izquierda del río Alcanadre, según una banda de 1 Km. de ancha, una pendiente del 4 por ciento de media. Este

glacis arranca del nivel más alto de terraza y enlaza con el siguiente nivel T_4 del río Alcanadre.

A partir de los afloramientos de calizas eocenas del Pueyo y Valchelas y elevaciones adyacentes, y hacia el flanco Suroeste se observa un glacis de erosión o desnudo (Biot y Dresch, 1966) que arrasa las cimas de los pequeños chevrons en yeso del núcleo del anticlinal de Barbastro y deja una ligera cobertera de detríticos (foto 24) que nunca llega a alcanzar 1 m. de espesor, compuesta por limos blancos yesíferos con algún canto disperso de yeso, caliza o cuarzo. Esta superficie de glaciplanación parece enlazar lateralmente con la acumulación aluvial T_4 del barranco de la Clamor, en base a correlaciones altimétricas y circunstancias morfológicas.

En el valle del río Vero este nivel de glacis alcanza un buen desarrollo, localizándose en ambas márgenes, con pendientes de 2 a 5 por ciento y un recorrido máximo de 2,5 Km., en el Llano de Salas. En la margen derecha el glacis es erosivo sobre los relieves en cuesta y hogback de arenisca y conglomerado del flanco N del anticlinal de Barbastro, enlazando superficialmente con el techo de la terraza T_4 del río Vero. En la margen izquierda el glacis se labra a favor de un cambio lateral de facies de las areniscas miocenas, que pasan a pelitas, pero con algún afloramiento de arenisca; su aspecto es igualmente erosivo, con una ligera cobertera de arcillas rojas y cantos sueltos de cuarzo y caliza.

El nivel de glacis G_3 está poco desarrollado en esta zona, ya que el paso de la terraza T_4 a la T_3 se hace de forma casi inmediata, por lo encaja-



Foto 24. — Glacis de erosión (G_4) que se instala sobre los yesos plegados del anticlinal de Barbastro, con una tenue cobertera detrítica.



Foto 25. — Parte superior del depósito del cono de Nueno, con aspecto estratificado y un consistente encostramiento calizo somital.

do que es el valle del Alcanadre, impidiendo una elaboración adecuada de este tipo de modelado.

De forma general, podríamos considerar los glaciares de este sector del somontano pirenaico como *glaciares de acumulación*, aunque hacia la zona de Barbastro dominan los *glaciares de erosión o desnudos*. Según la clasificación realizada por Sole (1964), estos glaciares encajarían dentro del tipo *subárido o de terraza*, aunque con menos pendiente (de 1 a 8 por ciento). Su longitud máxima podría llegar a 3 Km., aunque en algún caso excepcional, como el glaciar G₃ al SW de la Hoya de Huesca, se alcancen los 15 Km.

Las potencias de acumulación no son muy elevadas, siempre menor de 6 m. y una media de 2 m. La composición litológica es de cantos, básicamente calizos, retomados de otros depósitos aluviales situados a mayor altitud; aunque se aprecia un enriquecimiento en cantos de arenisca miocena y en matriz arcillosa. Los procesos que han afectado a los glaciares son semejantes a los de los depósitos correlativos de terraza, pero algo atenuados; por ejemplo, los suelos rojos están más degradados y los encostramientos son menos intensos, restringiéndose a un cemento pulverulento, costra de consolidación diagenética de Dumas (1977) y una costra somital que envuelve cantos, pero sin disoluciones de cantos ni reprecipitaciones de calcita en los intersticios.

El estudio de los glaciares en la Depresión del Ebro es un tema que ha atraído bastante la atención y ha sido origen de múltiples publicaciones de interés. Entre ellos entresacamos, por su proximidad geográfica, Bomer (1957 a) y la tesis doctoral de Peña Monne (1980) sobre el Prepirineo leridano o, por su carácter genérico, los trabajos de Mensua (1964), Solé (1964) y Mensua e Ibáñez (1977) o el estudio geomorfológico de los alrededores de Zaragoza de Zuidam (1976). Como aportación global merece destacarse el levantamiento geomorfológico a escala 1:200.000 (Gutiérrez et al., 1982) del sector central de la Depresión.

4.2.3. *Derrames o glaciares recientes*

El nivel más reciente de glacis (G_1) posee en esta zona unas características propias que lo hacen bastante diferente de los niveles superiores más antiguos.

Tal como se observa en la cartografía geomorfológica, se extiende a lo largo de una amplia superficie, sirviendo de enlace entre los relieves estructurales en arenisca o las formaciones cuaternarias anteriores y los depósitos de terraza más reciente (T_1), ya sea de los ríos principales o de los barrancos afluentes. Esta relación glacis-terracea se ha puesto de manifiesto en un gran número de observaciones, representadas algunas de ellas en las figuras 26 y 28 (trama de rayado horizontal), gracias a la profunda incisión reciente de los barrancos; de manera que se aprecia un claro cambio lateral de uno a otro depósito y, a su vez, el de glacis recubre al de terraza.

El depósito de glacis inferior es de naturaleza básicamente limo-arcilloso de color pardo, con alguna intercalación de arenas finas y cantos dispersos. Su potencia en algunos puntos puede alcanzar los 5 m., como sucede en la zona de tránsito con las acumulaciones de «vales» de algunos barrancos; mientras que hacia la raíz enlazan con regulaciones de vertiente o se convierten en glacis erosivo (fig. 26), que arrasan los estratos horizontales de arenisca miocena.

El origen de estos limos, tan abundantes en la Depresión del Ebro, puede deberse, según Torras y Riba (1968), a la meteorización de la roca expuesta, cuyos fragmentos son transportados por el viento y/o el agua. En el caso de que la roca madre fuese yeso, si el medio de transporte es el viento, tenemos los limos puros (loess yesífero); si el transporte es por una arroyada de escaso recorrido se obtienen limos yesíferos estratificados puros y si el transporte ha sido más prolongado, estos materiales son susceptibles de mezclarse con otros sedimentos, tales como limos o arenas fluviales, e incluso llegar a formar la matriz de depósitos de gravas.

La composición litológica de este nivel de acumulación ha hecho dudar a algunos investigadores sobre su denominación de «glacis»; aunque las características morfológicas y topográficas le merecen tal designación. La pendiente siempre es menor de un 8 por ciento, mientras que la longitud es muy variable, alcanzando hasta 3 Km., aunque lo normal es que no llegue a 1 Km. El depósito no es erosivo en la base, sino que rellena las irregularidades del sustrato y la estructura interna es masiva o suavemente laminada.

En su interior se localiza fauna de gasterópodos semejante a los actuales y restos de utensilios humanos. Los únicos procesos que afectan al depósito son la instalación de un suelo pardo a techo y el encajamiento de la red fluvial.

Como ya habíamos citado, es frecuente encontrar entre los limos algún resto de material cerámico, al igual que sucede con el nivel de terraza (T_1) correlativo. Un punto interesante a este respecto es el ubicado en el barranco Barzón, junto al pueblo abandonado de Lienas (Apiés). En el desmonte realizado junto al camino, se observan de 2 a 4 m. de acumulación limosa (fig. 31) de aspecto masivo, con unas finas hiladas intermedias de fragmentos cerámicos.

Tras algunas visitas realizadas con el Dr. Burillo a este yacimiento, denominado localmente la Tejería, se procedió a la limpieza del corte a lo largo de tres catas (1, 2 y 3 de la fig. 31) y a la cuidadosa recogida de material. Lo hallado nos demuestra la existencia de un antiguo *testar* de una tejería, donde se fabricaban tejas y ladrillos; ya que sólo se encuentran estos materiales, algunos con claras señales de deformación por su cocción primitiva.

La pobreza tipológica del material y la falta de datos correlacionables hace, por ahora, imposible su datación exacta. De todas formas, la utilización del ladrillo en la arquitectura surge de forma generalizada a lo largo de la segunda mitad del siglo XIII (Borras, 1978), aunque existen precedentes anteriores, y por tanto podemos señalar que será a partir de ese momento cuando se ubique el funcionamiento de la tejería y simultáneamente el depósito de glacia.

Esto nos lleva hacia una datación semejante, por métodos arqueológicos, para el nivel inferior de terraza y de glacia de este sector somontano, en *postmedieval*.

Dentro de la Depresión del Ebro, este glacia más bajo no ha sido estudiado tan en profundidad como los otros niveles superiores. Quirantes (1971) lo define como *glacia arcilloso* y lo localiza preferentemente al S de Huesca; Ibáñez y Mensua (1977) describen unos valles asimétricos en la margen derecha del Ebro, cuyas vertientes más tendidas recuerdan este tipo de modelado, y Yetano (1978) y Soriano (1982) definen este nivel de glacia en el valle del río Huerva.

4.2.4. Consideraciones genéticas sobre los glacia

La distribución morfoclimática actual en la Depresión media del Ebro (fig. 20) nos muestra un predominio del clima semiárido con rápido tránsito, en los bordes montañosos, hacia condiciones más frías y húmedas. Bajo estas circunstancias climáticas y la ausencia casi total de cubierta vegetal, la actividad morfogenética origina un relieve de contrastes, con predominio de la erosión diferencial en vertientes y el encajamiento de la red fluvial en el fondo de los valles.

Aunque en estas condiciones no es factible asegurar la existencia de un modelado de acumulación, a pesar de que la meteorización de las vertientes

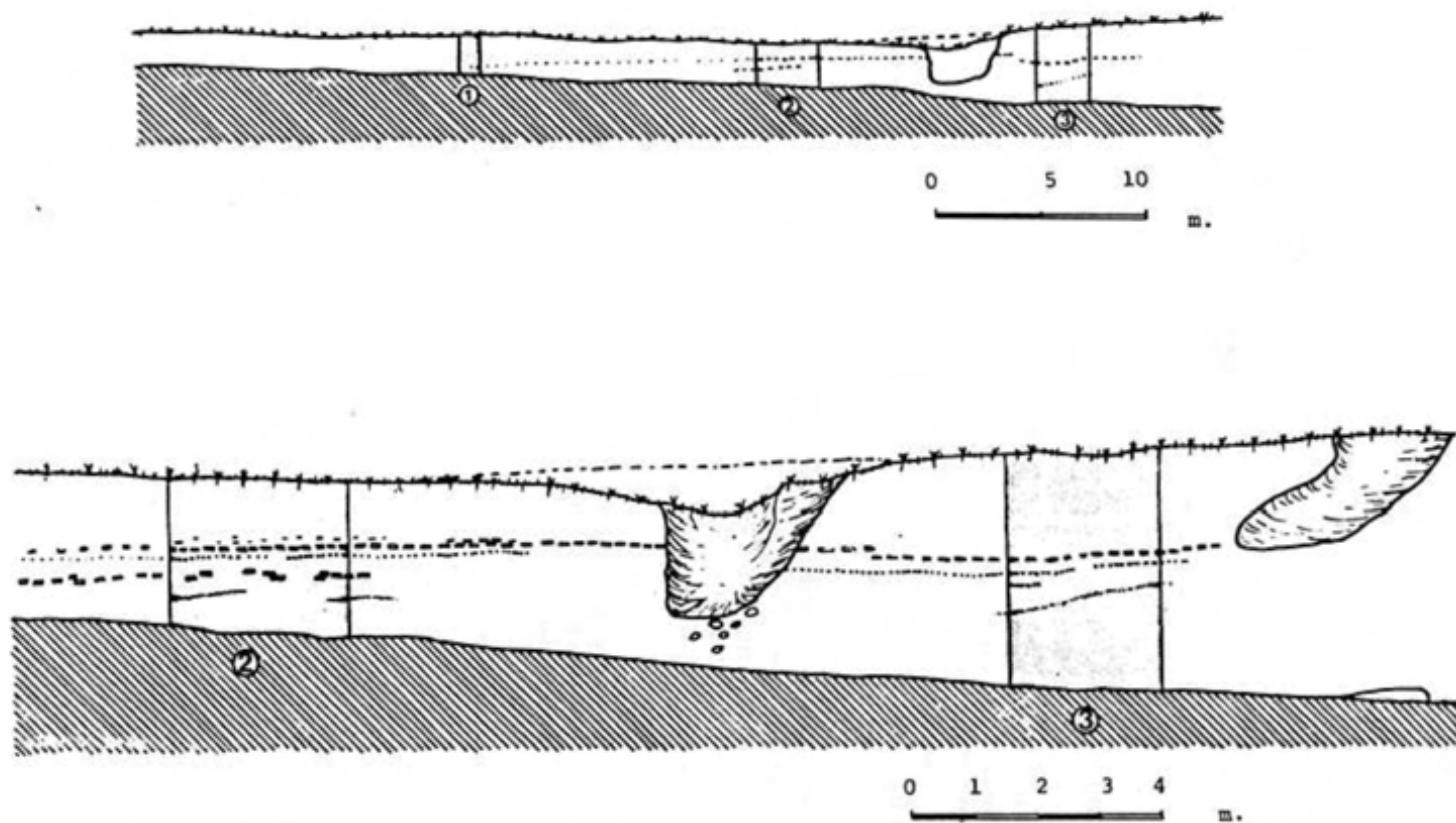


Figura 31. — Yacimiento arqueológico de la Tejería (Lienas, Apiés). Depósito de glaci limoso (G_1) con fragmentos cerámicos. Esquema realizado por F. Burillo.

produce un depósito residual, tal vez sea posible que con unos valores termopluviométricos medios semejantes a los actuales pero con contrastes térmicos menos acentuados y temperaturas algo más frías en invierno, al igual que una precipitación menos torrencial y mejor distribuida anualmente, la actividad morfogenética fuese totalmente diferente, favoreciéndose un modelado de acumulación.

Una idea semejante es la que sugiere Bomer (1977) para la Depresión del Ebro a lo largo del Würm; definiendo el clima como continental, frío y seco, con lluvias escasas (200-250 mm.) pero mejor distribuidas y una cubierta vegetal escasa de tipo estepa. Las lluvias episódicas actuales sustituirán a las fuertes precipitaciones estacionales con arroyada difusa que construyó amplios depósitos aluviales en las arterias menores y los derrames de glaciais.

Tal como indicó Dresch (1957), los glaciais suelen ser formas heredadas, incluso donde ocupan grandes extensiones de terreno en la actualidad. Es por tanto evidente que durante el Cuaternario se han dado condiciones climáticas bastante favorables a la erosión areolar y formación de glaciais. Estas condiciones, según la mayoría de los autores, corresponderían a períodos más fríos y húmedos que los actuales; lo que podría equivaler a los pluviales de las zonas nunca afectadas por el glaciario y correspondiente a los períodos glaciares cuaternarios. Así, según Tricart y Cailleux (1969), al iniciarse el enfriamiento y durante el Pluvial se producirá la acumulación del material de vertiente con la uniformización de las irregularidades del sustrato; al final del Pluvial se verificaría el encostramiento del depósito y durante el interpluvial se produciría la incisión de la red fluvial y disección de la acumulación.

Según las observaciones de Mensua (1964) en el Valle del Ebro, los glaciais constituyen una forma específica de depósito fluvial ligados a un arroyamiento concentrado de funcionamiento espasmódico o torrencial y regidos por las variaciones de carga-caudal, consecuencia directa de los cambios de clima. Estos glaciais se han originado bajo unas condiciones subáridas frías. Una génesis parecida es la que aduce Zuidam (1976) para los glaciais de los alrededores de Zaragoza, aunque con algunas puntualizaciones.

Los cambios climáticos a lo largo del Cuaternario parecen haber sido por tanto la causa principal de las fases de acumulación e incisión que, de forma repetitiva, se suceden y que han originado los diferentes niveles de terrazas y glaciais correlativos.

A pesar de que el clima no ha sufrido sensibles variaciones a lo largo del Holoceno, pequeñas oscilaciones en los valores medios han dado lugar a crisis climáticas de gran importancia morfogenética, causantes igualmente de fases acumulativas separadas por épocas de dominio erosivo (Goudie, 1977). En las fases de depósito se produce la regularización de las vertientes, y los materiales movilizados alimentan los valles de fondo plano o, por medio de glaciais, las terrazas más bajas de las principales arterias fluviales.

4.2.5. Conos de deyección

Este modelado se genera por la actividad torrencial de pequeños barrancos en los que contrasta la elevada pendiente de sus cuencas de recepción con el área de piedemonte o de fondo de valle donde se depositan los detríticos.

No es frecuente encontrar esta morfología aluvial en el somontano oscense; el único ejemplo digno de mención es el cono de Nueno, situado en la margen derecha del río Isuela y formado por el barranco de Esperrealla. La cabecera de este barranco es de extensión muy reducida, 0,5 Km² aproximadamente, y se excava en los conglomerados miocenos, que en este sector poseen abundantes intercalaciones de argilitas, procedentes de los materiales arcillosos del Triás superior.

La morfología del cono queda bastante bien definida, aunque algo recortada en sus flancos por la incisión y erosión lateral de la red fluvial. La extensión actual es de aproximadamente 1 Km² y la pendiente media de un 6 por ciento, aumentando hacia el ápice (10 por ciento) y disminuyendo en la zona distal (4 por ciento), con valores semejantes a los propios de un glacis.

El depósito (foto 25) está constituido por 10 m. a 12 m. de alternancias de detríticos finos (arenas, limos y arcillas) y gravas heterométricas, de gran tamaño, que flotan en una matriz arcillosa y reposan erosivamente sobre un sustrato mioceno o sobre la terraza de + 18 m. del río Isuela. El color de la serie es rojizo, heredado de las arcillas y margas de Keuper. El espesor de los niveles es variable, de algunos centímetros a un metro, con gravas subangulosas de calizas, areniscas, conglomerados y silex, cuyos tamaños varían de uno a otro nivel, y abundantes pasadas de arenas, limos y arcillas. Las estructuras son escasas, salvo alguna laminación paralela en las arenas y limos y algún contacto erosivo, en forma de canal, entre los niveles más groseros.

La génesis de este depósito puede ser debida a *debrisflows* que inundan la superficie de manera uniforme, a la vez que una arroyada concentrada excava pequeños canales; alternatively se producen lapsos de exposición subárea que dan pie a la instalación de suelos pardos con nódulos de caliza; estos nódulos, según Dumas (1977), son *amas* calizos endurecidos y para su formación requieren la existencia de una cubierta vegetal y un clima semiárido con estación seca muy marcada. A techo del depósito se observa un encostramiento de unos 60 cm. de potencia que engloba gravas calizas bastante rodadas, dando origen a una pequeña cornisa con voladizo.

Las circunstancias climáticas contemporáneas a la formación del cono de Nueno parecen por tanto semejantes a las actuales, con fuertes lluvias estacionales que provocaron en la cuenca de recepción desprendimientos y pequeñas avalanchas de lodo y cantos que se encauzaron por el fondo del barranco, depositándose al pie de la Sierra de Gratal. Estos momentos de acumulación serían muy cortos en relación con los períodos intermedios de exposición subárea.

La etapa de construcción del cono se sitúa entre la terraza T_4 del Isuela, sobre la que se deposita, y la T_3 , que se encaja unos metros por debajo; por lo que en la leyenda geomorfológica de los mapas a escala 1:50.000 se define como glacis G_{3-4} .

Con independencia del cono de Nueno, se han localizado algunos otros de pequeñísima extensión, a veces incartografiables, que se sitúan preferentemente en los valles de los ríos Isuela y Vero y enlazan morfológicamente con el nivel inferior de terraza T_1 de dichos ríos, e incluso pueden ser posteriores.

4.3. Vertientes

El estudio de las vertientes en el área somontana supone una mayor complejidad que en las Sierras, donde en su mayoría se presentan desnudas o con una ligera cubierta de gelifractos. En el piedemonte ya es factible observar una cierta variedad en el tipo de acumulación, casi todas de edad muy reciente (Pleistoceno superior-Holoceno), con evoluciones laterales de vertientes regularizadas hacia otros depósitos de fondo de valle y escalonamiento por incisión-acumulación de varios niveles morfológicos, en función de las oscilaciones recientes de la red fluvial; lo que supone una cierta relación temporal entre el modelado de vertiente y las terrazas más bajas de los ríos.

La correspondencia entre las vertientes regularizadas y los glacis es, sin embargo, algo más compleja; aunque, por regla general, los materiales de aquella son de granulometría más fina (limos) y su edad bastante reciente, por lo que se disponen estratigráficamente por encima de los depósitos de glacis y recubren parcialmente su morfología original en la raíz, regulando el «knick» de tránsito entre la pendiente de la vertiente desnuda y el glacis.

La evolución de estas vertientes somontanas ha estado controlada por la alternancia climática del cuaternario y por las características propias del sustrato, que han originado unas acumulaciones de dimensión y localización variable generadas por un clima más húmedo y menos cálido que el actual. De forma alternativa se producen unas fases de erosión en las que parte de la cobertera detrítica es desmantelada y aflora el sustrato mioceno a lo largo de las vertientes desnudas, originando un modelado diferencial de areniscas y margas o bien incisiones lineales que disectan el depósito.

Mientras que en la zona de Sierras era factible correlacionar las fases de acumulación con épocas de clima frío, bajo un medio de tipo periglaciario, en el Somontano no parece posible tal correspondencia, ya que es probable que la climatología cuaternaria de este sector no haya experimentado cambios tan bruscos, aunque sí ciertas tendencias alternativas hacia una mayor o menor humedad, basada en la distribución de las precipitaciones y en los contrastes de temperaturas.

4.3.1. Tipos de vertientes

Las vertientes de la zona de estudio, tal como las observamos en la actualidad, son el resultado de las alternancias climáticas a lo largo del cuaternario y de la evolución de la red fluvial, cuyas sucesivas pulsaciones han quedado impresas en la morfología de los valles.

Esta evolución del modelado no se produce de forma aislada, sino que a su vez depende, y en parte es una respuesta, de la climatología que en cada momento posee la zona de Sierras. Pensemos que la elaboración de una vertiente de acumulación suele estar relacionada con una fase de aluvionamiento en el fondo del valle y que ésta es consecuencia de una mayor capacidad de carga de los ríos, que en su totalidad proceden de las elevaciones prepirenaicas.

Teniendo en cuenta la presencia o ausencia de cobertera detrítica, se han diferenciado básicamente los siguientes tipos de vertientes:

4.3.1.1. VERTIENTES DESNUDAS

Este tipo de vertiente fue inicialmente puesto en evidencia por Barrere (1951) y caracterizado con posterioridad por Rodríguez Vidal (1981) en la zona de Huesca. Se elabora principalmente a favor de las lutitas, limolitas y areniscas miocenas que, en disposición horizontal, constituyen la mayor parte del somontano; salvo los materiales calcáreos de la zona de Almudévar y la serie plegada del anticlinal de Barbastro.

Como su nombre indica, estas vertientes carecen de recubrimiento detrítico y la roca se presenta desnuda, bien porque la acumulación fue previamente desmantelada, o porque nunca la poseyó. La disposición horizontal de los estratos miocenos y su diferente comportamiento frente a la erosión hace que las vertientes no sean uniformes, sino que describen un perfil complejo de cantiles verticales y taludes de menor pendiente que, a tenor de la potencia de cada nivel, originan escalonamientos con replanos o peldaños de arenisca.

En la zona de Almudévar, o comarca de La Violada, los materiales detríticos miocenos van enriqueciéndose en niveles calcáreos que buzan suavemente (menos de 5°) hacia el Oeste, originando cuestas con una doble vertiente asimétrica; una escarpada, aunque sólo de algunos centímetros de espesor, que constituye el «frente», y otra de escasa pendiente y mayor superficie, debida al «dorso». Este tipo de vertiente desnuda apenas tiene interés, ya que su desarrollo es escaso y se encuentra supeditada a la gran abundancia de margas que existen en esta zona, cuya erosión favorece la acumulación en vertiente de material detrítico fino.

4.3.1.1.a. Meteorización en areniscas

Aunque la abundancia de relieves estructurales de arenisca en el Somontano no es excesiva, la erosión de estos materiales tiene un relativo interés, ya que aporta una serie de datos morfoclimáticos, morfogenéticos y

de evolución de vertiente que van a ser de utilidad a la hora de esbozar y comprender la historia geológica del Cuaternario. Además, desde el punto de vista aplicado, esta roca ha sido utilizada por el hombre desde el medioevo para construir edificaciones civiles y religiosas, actualmente en mal estado de conservación por la intensa meteorización que han sufrido a lo largo de su existencia.

Los condicionantes básicos de esta meteorización han podido cambiar con el tiempo, como sucede con el clima, pero otros son fijos, como los caracteres litológicos (composición, textura, estructura, etc.). El resultado final de la actividad erosiva es la desaparición del cuerpo rocoso y la generación de un sedimento detrítico, que se deposita en algún punto cercano o migra fuera de la cuenca. El estudio detallado de este sedimento aporta datos de gran valor a la hora de reconstruir el medio reinante en un momento determinado, por lo que es de utilidad definir el medio en que actualmente nos encontramos, acotar los factores que entran en juego y construir un modelo de dinámica actual.

La meteorización de esta roca sedimentaria puede realizarse química o mecánicamente. La primera vía no parece tener una gran importancia, debido a las características climáticas del área, salvo en aquellos puntos donde es factible la acumulación de agua, como sucede en las *gnammas*. La segunda parece que actúa con mayor efectividad en este tipo de roca, produciendo un micromodelado de pequeñas cavidades, *tafonis*, alvéolos y formas semejantes a un lapiaz (pseudolapiaz), que aún son funcionales. Esta actividad se demuestra por las descamaciones que cubren la superficie areniscosa, las eflorescencias salinas que tapizan las paredes y el residuo detrítico que existe en el interior de alguna de las microcavidades.

Según Ollier (1969), la humectación y el secado de las rocas es un factor muy importante en su meteorización, cuyo proceso recibe el nombre de *slaking*. Esta desintegración puede ser de dos tipos: una a menor escala, debida al *flaking* (descamación), y otra, de mayor tamaño, originada por *splitting* (agrietamiento) de la roca. La sucesión continua de fases humectación-secado a lo largo del tiempo provoca la desintegración total.

El *tafoni* es la microforma que mejor se desarrolla en la zona de estudio y puede definirse como: una forma cavernosa de tamaño variable, que se encuentra sobre rocas granudas (cristalinas o sedimentarias), carentes de vegetación y en vertientes subverticales o extraplomadas; el mayor desarrollo se produce hacia fondo y techo, siendo característico un resalte o voladizo en su parte alta (*overhanging*).

La mayor parte de los estudios realizados, sobre este micromodelado de meteorización, se han llevado a cabo sobre rocas graníticas de varios lugares del globo (Australia, Chile, Córcega, Antártico, etc.) y en climas muy diferentes.

Las primeras descripciones de *tafonis* se hicieron en Córcega por Reusch, en 1882. Bryan (1922) y Blackwelder (1929) continúan con estas investigaciones desde un punto de vista más genético, diferenciando *tafonis* de *nichos* en función de mecanismos diferenciales de formación. Pero es a

partir de 1958 (Wilhelmy) cuando una serie de investigadores se dedican al estudio de estas formas con una mayor dedicación y profundidad.

Aunque la mayor parte de los trabajos se han llevado a cabo en zonas desérticas, áridas o semiáridas, no parece ser que los tafonis sean exclusivos de estas regiones, pero es muy probable que este tipo de medio favorezca un mejor desarrollo. La litología, por el contrario, condiciona favorablemente su génesis, necesitando una roca granuda, homogénea y no muy cementada (en el caso de las areniscas). El límite genético (Mainguet, 1972) es, por tanto, más petrográfico que climático.

Como apunta Mabbutt (1977), la tafonización puede estar influenciada por las estructuras de la roca o por zonas de variaciones en la cementación.

Para Cooke y Warren (1973), la formación del tafoni se desarrolla en dos fases: desintegración de las paredes rocosas y movilización de los detriticos del suelo. Esta desintegración se produce de dos maneras diferentes, pero que pueden ser simultáneas, descamación y desagregación; mientras que la evacuación del material detrítico, resultante de la meteorización, puede producirse por transporte eólico o acuoso.

La acción erosiva continuada, sobre todo en el contacto de la roca con el suelo, produce un retroceso de la vertiente, denominado «Basal sapping» (Mabbutt, 1977), cuyo efecto es la formación de superficies rocosas horizontales o suavemente inclinadas al pie de las paredes meteorizadas.

El hecho aceptado, más generalmente, es que la tafonización es el resultado de una desagregación y, sobre todo, de la descamación (flaking) de la roca. Según Wilhelmy (1958), existen dos tipos de tafonis: basales y elevados. La mayor eficacia desintegradora se centra en la base de la vertiente (Mabbutt, 1977), lo que refleja la eficacia del grado de capilaridad del suelo humedecido que se encuentra junto a la pared rocosa.

El origen del tafoni (Dragovich, 1969) debe estar íntimamente relacionado con factores que condicionan la velocidad e intensidad de la meteorización en puntos concretos de la roca. La iniciación del tafoni es muy posible que esté ligada a la desigual efectividad de los procesos de meteorización sobre la superficie rocosa y a la presencia de debilidades texturales y estructurales, al igual que por el desarrollo de encostramientos superficiales. La textura es más importante que la estructura, aunque ésta puede tener una importancia local.

La desintegración granular aparece cuando los individuos minerales no están muy alterados y los granos escasamente cementados (Ollier, 1965) o en rocas de textura grosera (Cooke y Warren, 1973). La descamación afecta sobre todo a rocas granudas de grano fino, masivas y homogéneas (Tricart y Cailleux, 1969), y en zonas donde existe algo de humedad, siempre que las variaciones de temperatura no sean grandes.

El origen y evolución de este modelado cavernoso aún no está suficientemente estudiado, y las teorías genéticas discrepan tanto en los mecanismos de la tafonización como en el número de ellos que intervienen en el proceso.

El origen de los tafonis, para Demek (1964), se debe a una meteorización química de las partes menos resistentes de la roca. Dragovich (1969)

analiza estadísticamente los diferentes procesos genéticos que pueden intervenir y resalta la importancia de la meteorización basal, que se localiza en la zona de contacto entre la pared rocosa y el suelo, lo que llevaría consigo la formación de tafonis basales. Su origen se debería a planos de debilidad en la roca, donde se retiene la humedad y donde la debilidad mineralógica es mayor; por lo que la humectación sería el mecanismo principal, produciendo expansión de individuos minerales e incremento del tamaño de la roca. Para Mabbutt (1977), los tafonis se originan en un punto donde la costra se ha roto por meteorización; lo que presupone la existencia previa de un encostramiento o enriquecimiento mineralógico de la superficie rocosa.

Una vez formado el hueco inicial, el tafoni crece preferentemente hacia el techo y fondo de la cavidad, donde la descamación actúa con mayor intensidad. Las condiciones microclimáticas húmedas de su interior y la relativa estabilidad termal (Godard, 1977) favorecen su crecimiento.

Actualmente, y debido a estudios analíticos del problema, se aduce tanto para el origen como para la evolución del tafoni la intervención del haloclastismo.

La velocidad de crecimiento (Dragovich, 1969) puede estar afectada por variaciones climáticas, como cambios en la humedad y temperatura. En todos los tipos de climas, la humectación es probablemente el factor más importante.

El *haloclastismo*, llamado por los alemanes «Salzsprengung», es muy parecido a la gelifración en cuanto al efecto que ejerce sobre las rocas, pero los mecanismos y resultados son diferentes. Básicamente, el fenómeno consiste en la penetración de una disolución salina a favor de las fisuras de la roca (ya sean texturales o estructurales), con posterior cristalización o, en el caso de ser una sal higroscópica, hidratación. En ambos casos, el efecto que se consigue es semejante: ejercer una presión sobre los bordes de la fisura y alterar la disposición original de las partículas. Normalmente, la penetración salina en la roca es muy superficial y, como consecuencia, este tipo de meteorización es igualmente superficial.

Según Mabbutt (1977), en la hidratación, la cristalización sucede en forma anhidra a altas temperaturas y escasa humedad, en hendiduras y huecos de la superficie rocosa, aumentando su volumen al absorber agua de lluvia o rocío. Este proceso es repetitivo y muy importante en carbonatos y sulfatos.

La presión de un crecimiento cristalino (Evans, 1969-70) en una fisura produce tensiones locales que tienden a ampliarla y propagarla. El esfuerzo se transmite a través de una película de solución sobresaturada que no posee las propiedades de un líquido normal, ya que sólo tiene unas pocas moléculas de espesor. La cristalización continúa hasta que el esfuerzo alcanza una determinada magnitud, directamente proporcional al grado de sobresaturación e inversamente al coeficiente de esfuerzo de solubilidad de la sal. La sobresaturación se alcanza fácilmente por evaporación rápida o enfriamiento. De esta forma, los poros se agrandan hasta que la roca se

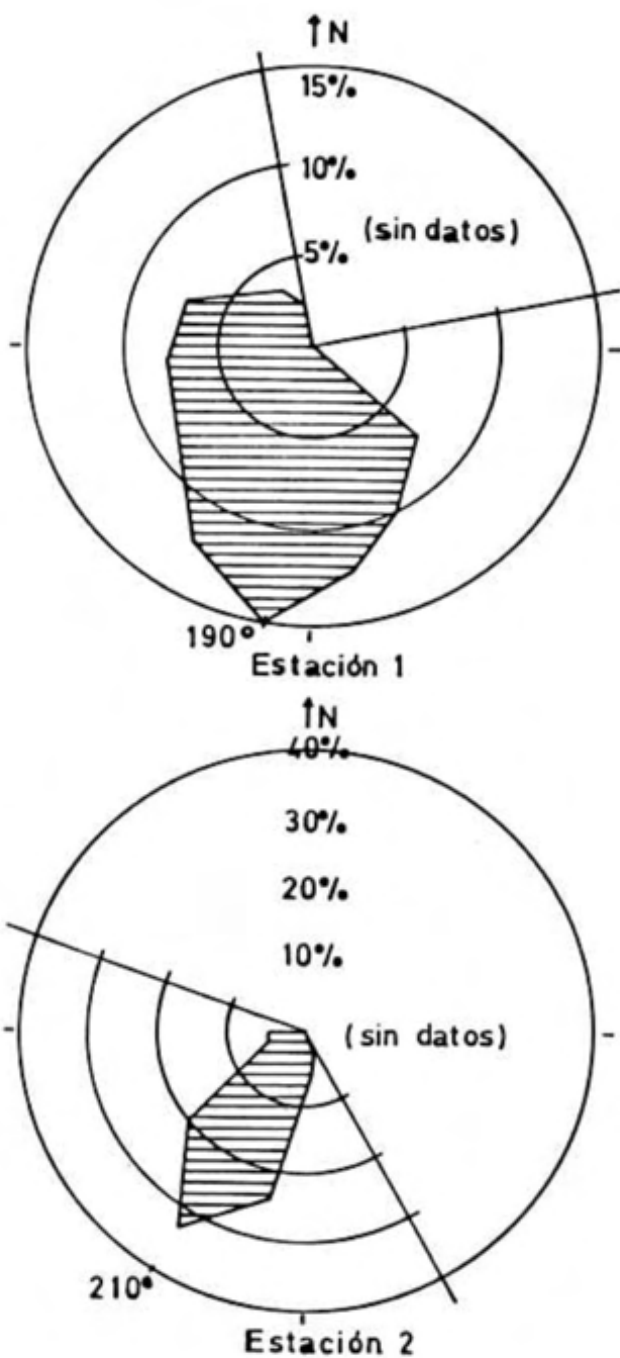


Figura 32. — Distribución en la orientación de los tafonis.
Estación 1: Estrecho de Quinto, Estación 2: cerro Torraza.

rompe a lo largo de una superficie; ya sea de un grano (desagregación) o de varios granos unidos entre sí (descamación).

La cristalización salina es un proceso relacionado con zonas secas, incluyendo el Antártico y las costas sin humedad. Este proceso desaparece cuando el lavado es fuerte. En zonas muy áridas la cristalización se concentra donde la humedad se conserva más largo tiempo: en la base de los escarpes y en el interior de los tafonis, produciendo una «meteorización en sombra».

El haloclastismo es más efectivo en rocas porosas, con alta capacidad de absorción de agua y baja cohesión, como en las areniscas poco cementadas. La alteración química parece que es poco importante (Evans, 1969-70), salvo que el cemento sea carbonatado.

Recientemente (Williams y Robinson, 1981) se ha puesto de manifiesto, experimentalmente, la eficacia del efecto combinado de la meteorización salina bajo ciclos de hielo-deshielo. Esta acción, en determinadas circunstancias, puede ejercer una decisiva influencia modeladora, sobre todo por la rapidez temporal de la desintegración.

En la zona de estudio, la meteorización de las areniscas es un hecho muy frecuente, abundando los lugares donde pueden observarse tafonis agrupados y alvéolos. En base al trabajo de Rodríguez Vidal y Navascués (1982), se han seleccionado un par de estaciones de medidas donde se comprueban los aspectos morfológicos y algunas cuestiones genéticas.

Los puntos de muestreo se sitúan en el Estrecho de Quinto (estación 1) y en el cerro Torraza (estación 2), en ambos flancos de la Hoya de Huesca, a alturas comprendidas entre 500 y 600 m. Litológicamente ambas estaciones son semejantes y están constituidas por areniscas de la formación Sariñena (Quirantes, 1978), estratificadas horizontalmente y alternando con niveles de lutita y limolita de tono rojizo. Las areniscas son de grano fino, heterométricas, fundamentalmente de cuarzo, textura microbrechoide, fracción limo-arcillosa muy pequeña y abundante cemento de carbonatos con un porcentaje cercano al 50 por ciento.

El clima en esta zona es de características semiáridas con precipitaciones medias de 600 a 700 mm./año, de 13 °C a 14 °C de temperatura y predominio de vientos del W. El suelo se encuentra casi todo el año deficitario de agua, ya que la evapotranspiración es muy elevada; no sólo por la temperatura sino por la persistente acción del viento.

El primer punto de muestreo se sitúa a 530 m. de altura y se han medido 131 microcavidades (tafonis) de tamaños muy diferentes, cuya orientación (fig. 32) media es hacia el S y su distribución abarca desde los 80° hasta los 350°, quedando una zona sin datos de orientación NE. La morfología observada, tanto de visu como en el análisis estadístico (fig. 33), demuestra un predominio de tafonis semiesféricos profundos y algo alargados.

El segundo punto de muestreo se sitúa a 550 m. de altura y se han medido 87 microcavidades con una orientación (fig. 32) preferencial hacia el SSW. Su distribución abarca desde los 150° hasta los 290°, quedando una zona sin datos de amplias dimensiones (291°-149°). La morfología ob-

servada (fig. 33) tiende a ser semiesférica poco profunda, con un mayor desarrollo en la vertical.

Aunque la forma de los tafonis es básicamente diferente en función de las características topográficas, existen una serie de propiedades comunes que las hacen ser genéticamente semejantes. Así, en este modelado, predominan las formas alargadas debidas a un condicionamiento estructural, bien a favor de fracturas o sobre todo de estratificaciones cruzadas, propias de este tipo de areniscas. En las juntas de estratificación la tafonización se favorece, originando formas excesivamente alargadas por coalescencia lateral de varios tafonis.

Otra aportación estadística interesante es la proporcionalidad inversa de la profundidad con respecto a la altura del tafoni; es decir, que aquellas formas con mayor capacidad para crecer hacia el interior de la roca normalmente reducen su velocidad de crecimiento en la vertical, y viceversa.

El desarrollo casi exclusivo de este modelado en aquellos lugares donde la potencia de arenisca es de varios metros y sin intercalaciones de margas, es otra característica bastante uniforme.

La aparente disparidad de formas entre los tafonis de las estaciones 1 y 2 se achaca a su distinta situación topográfica. En la primera de ellas el modelado es más «puro», con un crecimiento generalizado en profundidad y formación de un voladizo a techo. Su ubicación, en una zona bien aireada y sin influencia de escurrimientos superficiales de agua, permite una evolución adecuada de los tafonis y un retroceso progresivo de la vertiente areniscosa.

En la segunda estación muestreada, las formas están más «contaminadas» por las aguas de arroyada, ya que este punto se encuentra en la base de un cerro y, por tanto, los tafonis sólo crecen en la vertical, semejando formas kársticas de escurrimiento superficial al igual que un lapiaz.

Es de suponer que la velocidad de la tafonización variará en función de sus condicionantes genéticos, sobre todo climáticos, pero de todas maneras el resultado final será un retroceso paulatino del escarpe expuesto a la meteorización y la consecuente creación de una superficie residual a ras del suelo.

A techo de los estratos de arenisca la meteorización es más lenta, originando un modelado de pequeñas depresiones denominadas *gnammas* que, en la Depresión del Ebro y sobre este mismo tipo de arenisca, han sido estudiadas por Gutiérrez Elorza e Ibáñez (1979) en la región de Alcañiz.

De los varios tipos descritos por estos autores, los que con más frecuencia se localizan en la zona del Somontano son las *gnammas* de bordes tendidos, donde la relación profundidad-diámetro es de 1/10 aproximadamente, y se excavan preferentemente en las areniscas miocenas. Las *gnammas* en pozo o «pits» de Twidale y Corbin (1963) y las de tipo intermedio entre éstas y las anteriores se localizan en el dorso de los hogbacks en areniscas de la formación Peraltilla; mientras que las *gnammas* en vertiente o «armchair» pueden aparecer en cualquier tipo de formación areniscosa.

Mientras que los alveolos y tafonis se producen por meteorización mecánica, sin intervención aparente de la acción química las *gnammas* se generan principalmente por la disolución del cemento carbonatado que une

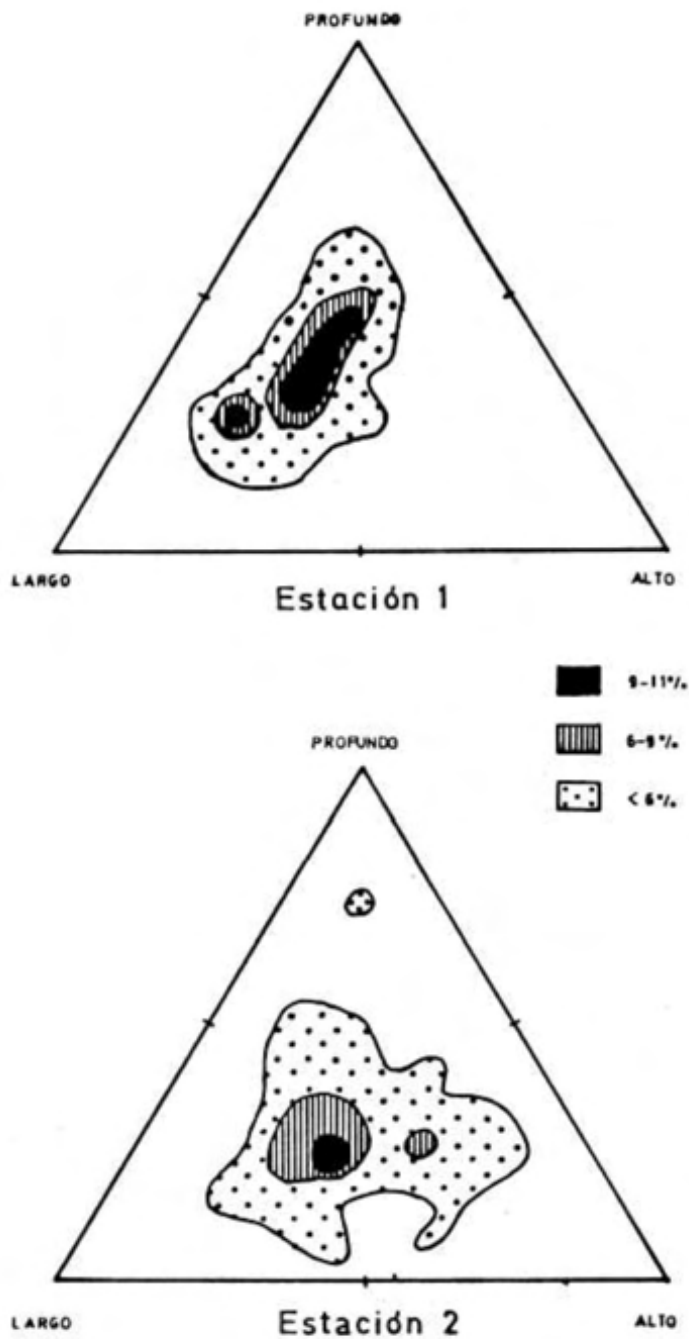


Figura 33. — Diagramas triangulares de la variación en la forma de los tafonis en función de los parámetros: profundidad, altura y longitud.

los granos de arena, ya que el agua es retenida en las depresiones o pequeñas irregularidades iniciales y su efecto corrosivo es mayor.

La evacuación de los detritus resultantes de la meteorización, tanto de los tafonis como de las gnammas, se verifica por el viento, el escurrimiento de agua e incluso por la actividad biológica de algunos insectos.

4.3.1.2. VERTIENTES PARCIALMENTE CUBIERTAS

Aunque este tipo de vertiente no puede definirse con exactitud, podría asimilarse a aquella que posee un tramo desnudo, normalmente el superior, con característica de relieve diferencial y un tramo cubierto con detríticos, como resultado del dismantelamiento de una posible cobertera cuaternaria o del retroceso paulatino del tramo escarpado de la vertiente. Esto quiere decir que el punto de «knick», o de cambio de pendiente, ha ascendido con respecto a la vertiente totalmente desnuda y se encuentra en un punto intermedio entre ésta y la propia de la vertiente regularizada.

Son bastante frecuentes en la zona del Somontano, ya que la intensa actividad erosiva reciente-actual está dismantelando parte de la cobertera detrítica acumulada en épocas anteriores, lo que origina vertientes en tránsito hacia un relieve de tipo diferencial que, una vez expuesto, evoluciona de la manera que se ha explicado en el apartado anterior.

Los caracteres propios del sedimento, que compone parte de la vertiente, son semejantes a los de las vertientes cubiertas, por lo que se explicarán a continuación en dicho apartado.

4.3.1.3. VERTIENTES CUBIERTAS

Aunque las potencias de recubrimientos no son excesivas en la zona, pueden localizarse un gran número de vertientes que están casi totalmente tapizadas de detríticos, como resultado de las diferentes etapas de acumulación producidas a lo largo del Cuaternario reciente.

Estas vertientes pueden ser de corto recorrido, normalmente de naturaleza coluvial, consecuencia de su elevada pendiente; o bien de largo desarrollo, con valles amplios y de poca pendiente, observándose un tránsito morfológico, aunque no siempre cronológico, entre depósitos de vertiente regularizada y glacia. La relación espacio-temporal, entre estas acumulaciones de vertiente y los aluviones de terraza de los ríos principales, es un tema interesante que se presta a ciertas controversias, ya que aunque ha sido analizado de forma local (Mensua e Ibáñez, 1977-78) dichas conclusiones no pueden generalizarse.

Por otra parte, las vertientes de acumulación suelen aportar datos de gran interés sobre el medio ambiente y la climatología en épocas cuaternarias, reflejados en la morfoestratigrafía del depósito, caracteres litológicos, paleosuelos, dataciones, etc. Estos datos complementan los ya descritos en la zona de Sierras, pudiendo correlacionarse en ambos casos las fases de acumulación con climas más fríos que los correspondientes a las de erosión.

4.3.1.3.a. Vertientes regularizadas

Este tipo de forma acumulativa se sitúa en la parte más alta de la vertiente y sirve de tránsito morfológico entre la cornisa superior y los depósitos de glacia o terraza a menor cota, tal como se representa en el modelo de King (1957). También han sido estudiadas por Birot (1963) en el valle del Turia, denominándolas «versants de Richter» debido a su perfecta regulación superficial.

Como las acumulaciones no suelen ser muy potentes, las vertientes estructurales previamente elaboradas no debían poseer gruesos paquetes de roca consistente, ya que de ser así sobresaldrían del depósito rompiendo su uniformidad. Este hecho es frecuente en la zona de estudio, por lo que las vertientes regularizadas suelen tener algunos salientes escalonados a modo de peldaños.

Su mejor desarrollo se observa en aquellas zonas donde la serie estratigráfica miocena es básicamente pelítica o bien donde las intercalaciones areniscosas son poco potentes; es decir, en las vertientes de las hoyas o cubetas de erosión, como la de Huesca. Las pendientes poseen valores elevados, con ángulos que a veces alcanzan los 40°-45°.

Un ejemplo de paleovertiente antigua es la que se localiza en el flanco oriental de la Corona de Arascués, que arranca casi desde el mismo techo del cerro y se elabora a partir de los conglomerados pliocuaternarios que constituyen la parte superior de la serie. La inclinación del depósito es de 45° y está formado por unos 2 m. de cantos calizos reelaborados y algunos de arenisca procedentes del sustrato mioceno, todo ello empastado en una matriz arcillosa. Los cantos se inclinan según el ángulo de la vertiente y son más abundantes hacia la base que a techo del depósito, donde domina la fracción fina. Todo el conjunto está afectado por un proceso edáfico, en el que se observan tres niveles: uno basal de color amarillento con algún nódulo calizo, otro intermedio blanco de acumulación de carbonato, tipo costra pulverulenta, y el superior de lavado, con arcillas pardo-rojizas. En la cartografía geomorfológica este nivel de acumulación se corresponde con el glacia G₄, que enlazaría con la terraza T₄ del Isuela.

Estas antiguas vertientes regularizadas no son frecuentes en la zona de estudio, debido a la intensa actividad erosiva posterior; en cambio son muy abundantes las de edad más reciente (holocenas), que regulan gran parte de los relieves somontanos. La naturaleza del depósito es fácil de comprobar, ya que la red de barrancos incide profundamente en ellos y deja al descubierto buenos afloramientos.

Algunos ejemplos se observan en el flanco oriental de la Hoya de Huesca; como las vertientes al N de Igríes, con 5 m. de limos pardos con canales de arroyada concentrada rellenos de gravas calizas reelaboradas y el tramo comprendido entre las poblaciones de Tierz-Monflorite-Albero Alto-Piracés que, aunque con menos espesor de depósito (2-3 m.), presenta unos prolongados afloramientos de limos pardos con algunas intercalaciones de cantos, sobre todo hacia la base, y algún nivel arenoso.

En la margen derecha del río Guatizalema, próximo a Novales, se pre-

senta una vertiente regularizada de 38° de inclinación cuyo depósito está compuesto principalmente por cantos con matriz areno-arcillosa de origen coluvial y que enlaza con el nivel más bajo de terraza (T₁) de dicho río. Unos 1.500 m. al W de Novalles se localiza un cerro (504 m.) de vertientes más suavizadas (18°) y con una potencia de depósito de hasta 3 m., compuesto por cantos y bloques de caliza y arenisca con matriz arenosa que predominan en la base, mientras que a techo disminuye la granulometría. En un nivel de arenas, finamente laminadas, se han recogido cáscaras de almendras algo carbonizadas y roídas por uno de sus extremos para extraer el fruto; este tipo de hallazgo es bastante frecuente en las acumulaciones de vertiente o de fondo de valle de edad reciente, junto con restos de utensilios humanos (material cerámico) que sirven para datar el depósito (Rodríguez Vidal, 1983).

Ya en el somontano de Barbastro, los relieves estructurales formados por areniscas y margas de la formación Peraltilla son regulados por una vertiente de erosión-acumulación que aporta material al fondo de los barrancos de fondo plano, enlazando principalmente con el techo de los aluviones. Este hecho es fácil de apreciar en las vales excavadas en los yesos del núcleo del anticlinal de Barbastro, pues mientras la base del depósito es de origen alóctono, con colores pardos y verdes, el techo procede de la alteración en vertiente de los yesos blanquecinos; por lo que el contraste de coloración es bastante acusado.

En esta misma zona se localizan los afloramientos de caliza eocena y serie acompañante de los picos Pueyo y Valcheladas, cuyas vertientes se regulan con un depósito de arcilla roja con grandes cantos angulosos de caliza, distribuidos irregularmente, que toma el aspecto de una masa solifluidal.

Dentro del piedemonte pirenaico no se han citado hasta la actualidad este tipo de vertientes, ya que Peña (1980) las estudia en el sector prepirenaico y diferencia: las vertientes de bloques con deslizamientos gravitacionales, vertientes de solifluxión generalizada y desplazamientos en masa y vertientes reguladas por material de gelifracción. Ninguna de ellas guarda relación con las anteriormente descritas en nuestra zona; salvo una referencia que este mismo autor hace (Peña, 1978) en la «combe» de Oliana, sobre un glacis de vertiente con fuerte inclinación y de edad posiblemente reciente.

En la región de Zaragoza, Zuidam (1975) describe depósitos bastante uniformes en su composición, básicamente limosos, con intercalaciones de cantos redondeados de yeso o subangulosos de caliza. Ibáñez y Mensua (1977), en unos pequeños valles asimétricos de la margen derecha del río Ebro, observan un depósito coluvial con predominio de limos y algunos lechos detriticos groseros, retomados de los niveles más altos de terraza del Ebro. Soriano (1982) reconoce igualmente estos depósitos de vertiente y establece algunas diferencias en función de la composición y, por tanto, del área madre; los generados a partir de materiales calizos mesozoicos están formados por niveles de cantos en los que se aprecia una cierta ordenación por tamaños con algunos bloques de arrastre; si la procedencia es de plata-

formas terciarias, el material de vertiente es básicamente limoso con algunos niveles de cantos, y si el área fuente es un nivel de terraza, el depósito es una mezcla de cantos en una matriz areno-limosa sin ordenación aparente.

En la depresión del Alfambra-Teruel, Burillo et al. (1981) describen depósitos de vertiente, formados por cantos calizos dispersos en una matriz arcillosa, con potencias que pueden alcanzar hasta 3 m. en algunos puntos y una pendiente media del 30-35 %, aumentando vertiente arriba y amortiguándose hacia los valles.

A pesar de los escasos estudios que hasta ahora se llevan realizados sobre estos depósitos recientes en la Depresión del Ebro, parecen apuntarse una serie de características que pueden ayudarnos a su mejor comprensión (Alberto et al. 1984):

- Originan vertientes regularizadas que tapizan un paleomodelado de tipo erosivo diferencial.
- Las potencias de acumulación no suelen ser elevadas, de 2 a 4 m. de media.
- La pendiente es fuerte (menor de 45°), lo que favorece el desplazamiento y acumulación de los detritus al pie de la vertiente.
- La composición litológica es variada y depende del área fuente, cerro arriba.
- La textura del depósito es heterométrica, con predominio de material fino, dándose la variante de que los cantos se encuentran dispersos en la masa o intercalados en lentejones bien definidos.
- El nivel de base lo establece el fondo del talveg, donde se acumulan los detriticos procedentes de la vertiente con una dirección ortogonal a los aluviones del barranco.
- Si el valle es lo suficientemente amplio, permite el enlace de este modelado con el de un glacis que, a su vez, lo hace con una terraza.

La mayor parte de estos rasgos suelen coincidir con los propuestos por Vita finzi (1969) para los valles mediterráneos y su evolución postglaciar.

Parece por tanto evidente que las características de esta *unidad morfoestratigráfica* (Butzer, 1980) dependerán de factores locales, como la litología del sustrato y el modelado preexistente. Su génesis plantea ya mayores problemas y un cierto número de controversias que apuntan hacia el dilema entre origen climático o antrópico.

La *datación* de estas vertientes, en cuanto a las de más reciente elaboración, es holocena, pues enlazan lateralmente con el nivel más bajo de terraza de los ríos somontanos, fechado como postmedieval. La única datación directa que podemos aportar en este sentido es la de la vertiente meridional del cerro de Montearagón (fotos 26 y 27), donde se observa un depósito de unos 2,5 m. de espesor y de 25° a 30° de pendiente con material limo arcilloso que engloba abundantes fragmentos de roca y restos cerámicos de edad medieval (Burillo, com. pers.). Este depósito arranca del mismo pie del castillo de Montearagón, construido en el año 1089, lugar del que proceden la totalidad de las cerámicas encontradas.



Foto 26. — Castillo de Montearagón (Huesca) y vertiente regularizada a su pie de edad postmedieval.

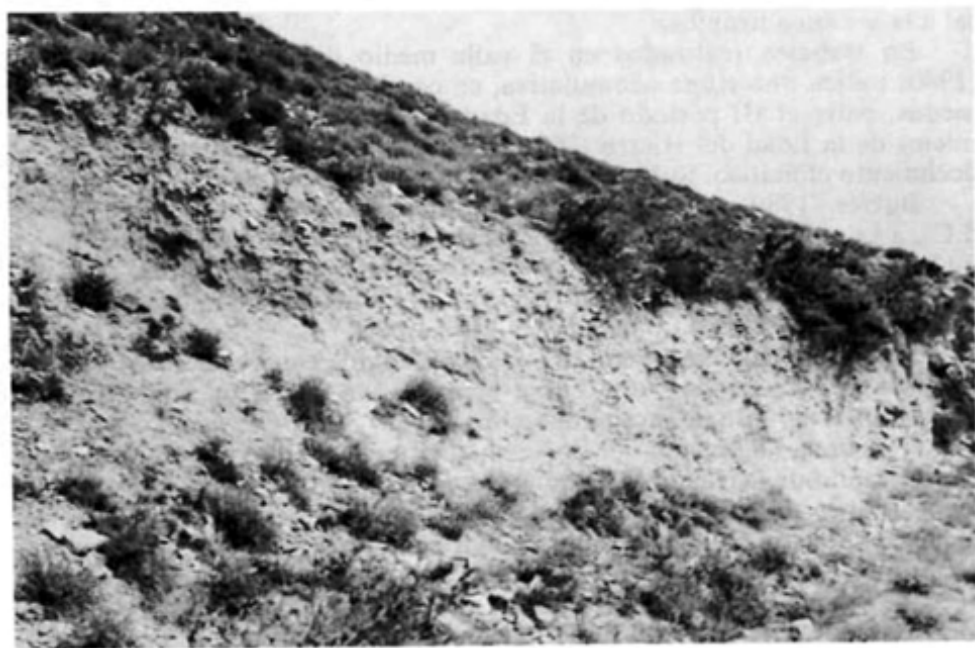


Foto 27. — Aspecto interno del depósito de la fotografía anterior. Una gran parte de los cantos son fragmentos cerámicos medievales.

Así pues, es factible establecer una correlación cronológica entre la acumulación de vertiente y el nivel más bajo de terraza, asignándoles una edad de medieval a post-medieval. Este dato concuerda con la fase de acumulación que Vita Finzi (1969) reconoce en el Mediterráneo («younger fill») en época medieval y, en concreto, árabe para el valle del Ebro; de la misma forma que Butzer (1980).

4.3.2. *Génesis de las vertientes*

Ya Birot (1963) observó en el valle del Turia unas vertientes regularizadas, cuya elaboración tuvo que producirse en períodos fríos y bastante húmedos, incididas por una red posterior de barrancos asimilables a un clima de condiciones más cálidas y secas.

Vita Finzi (1969) reconoce dos etapas de acumulación en el Mediterráneo, la más antigua («older fill») en el Musteriense y la más reciente («younger fill») en época medieval, separadas por un amplio período de erosión.

Zuidam (1975 y 1976) señala en la región de Zaragoza la existencia de una etapa acumulativa, en base a dataciones arqueológicas entre el 700 a.C. y el 117 d.C.; que con una mayor precisión puede acotarse entre el 500 a.C. y el 100 a.C., coincidiendo con la introducción del vino, olivo y la intensificación de la producción cerealista en época romana. Esta agradación trae como consecuencia el relleno de las «vales», atribuyendo el cambio ambiental a la acción antrópica.

En trabajos realizados en el valle medio del Segre (Lérida), Peña (1980) indica una etapa acumulativa, en condiciones climáticas frías y húmedas, entre el III período de la Edad del Bronce (1400-1200 a.C.) y los inicios de la Edad del Hierro (750-650 a.C.), como consecuencia del recrudescimiento climático, Subatlántico, citado por Vita Finzi (1969).

Butzer (1980) señala una etapa de depósito entre los siglos II y III d.C., a la que denomina «post-Classical», localizada en zonas romanas de intensa actividad agrícola o en áreas de grandes asentamientos. Al igual que una fase de acumulación post-medieval coincidente con desforestaciones y una gran expansión de la agricultura.

Soriano (1982), en base a los datos obtenidos en el valle del río Huelva, sólo llega a deducir una etapa acumulativa posterior a la Edad del Bronce y un período de incisión post-medieval.

Al S de la Depresión del Ebro, en el sistema Ibérico oriental, un detallado estudio de vertiente (Burillo et al., 1981) aporta datos muy interesantes a la hora de interpretar los cambios ambientales recientes. Se deduce una acumulación solifluidal, que regularizaba las vertientes entre los fines del Subboreal y los inicios del Subatlántico, que es incidida posteriormente por una red de barrancos durante los siglos VII a VI a.C. Más tarde, una nueva fase de depósito solifluidal rellena las incisiones en época posterior a la Edad Media. Para todas estas variaciones morfogenéticas se aducen como causas generadoras principales, las climáticas.

En el Somontano oscense el único dato que podemos aportar en base a restos arqueológicos es la confirmación de una fase acumulativa, bastante generalizada, que recubre un elevado porcentaje de las vertientes recientes y contribuye a la formación de la terraza aluvial más baja (T_1) y que la datamos como *post-medieval*, en el mismo sentido que el «younger fill» de Vita Finzi (1969) o la «post-Classical» de Butzer (1980).

Los estudios realizados hasta la actualidad parecen señalar la existencia, a lo largo del Holoceno, de dos fases de acumulación y tres de erosión para la Depresión del Ebro: entre finales del Subboreal e inicios del Subatlántico (4000-2500 B.P.), coincidiendo culturalmente con el Bronce Medio, se produciría el primer momento de depósito; la segunda fase parece localizarse en época *post-Medieval* entre 400-250 B.P., de forma generalizada. Largos periodos erosivos intermedios separarían estas fases acumulativas holocenas, con predominio de encajamiento de los barrancos e incisión de la red fluvial.

La mayoría de los estudios acerca de procesos geomorfológicos, claramente datados como holocenos, se refieren siempre a acumulaciones aluviales o coluviales y a fases de encajamiento de la red fluvial. Este es el caso de los trabajos de Vita Finzi (1969) o Jorda y Vaudour (1980) en la región mediterránea y los más concretos de Zuidam (1975, 1976) en el Valle del Ebro.

Si aceptamos que estas vertientes de acumulación son de edad holocena, o en todo caso Pleistoceno reciente, es evidente una interrelación hombre-medio ambiente que no debe menospreciarse; sobre todo en ciertos momentos y en áreas localizadas. Desde el punto de vista climático también se pueden aducir razones a favor de su génesis; como apunta Jorda y Vaudour (1980), al poner en evidencia el grado de generalización que estas acumulaciones alcanzan en los países del Mediterráneo septentrional, o bien Burillo et al. (1981) al estudiar las vertientes del cerro del castillo de Alfabra en Teruel.

El problema para el investigador se plantea cuando intenta conocer el grado de intervención de cada uno de estos factores geomorfológicos en la antigüedad. Sobre todo si tenemos en cuenta que sus efectos son en muchos casos convergentes e idénticos y por lo tanto indiferenciables respecto a su génesis. La diferenciación puede revestir mayor complicación si en algunos lugares o momentos concretos se ha superpuesto la acción de varios factores a la vez.

Frente a este dilema entre origen climático o antrópico, no cabe duda de que el mejor lugar para resolverlo es en los depósitos de vertiente de cerros o elevaciones aisladas en la llanura. La desforestación, como hecho más tangible a la hora de hacer efectiva la tesis antrópica, deja de tener valor si, como ya se ha observado en algunos puntos (Burillo et al., 1981), en la vertiente se distinguen varias fases de acumulación bien acotadas en el tiempo.

Desde nuestro punto de vista, la acumulación *postmedieval* detectada en las vertientes de la zona de estudio, debe su origen principalmente a causas climáticas; como consecuencia del enfriamiento que sufrió Europa

entre 1550 y 1700 d.C. (Lamb, 1965) y que se registró en los Alpes durante los siglos XVII-XIX (Hubschman, 1975) en forma de un avance de los glaciares. No obstante la continua ocupación humana de la zona habrá ejercido una influencia morfogenética nada despreciable, que habrá colaborado con el clima en acrecentar o disminuir la actividad erosiva y acumulativa del medio.

III. LA EVOLUCION DEL RELIEVE

La historia morfológica de la región comienza a escribirse a partir de la emersión de los materiales de origen marino, depositados en la zona de la actual Cuenca de Jaca con anterioridad al Eoceno superior. En esta época y hasta el Stampiense se depositan las molasas de las formaciones Campodarbe y Peraltilla, probablemente como consecuencia de la actividad tectónica compresiva del Eoceno superior que, al mismo tiempo que inició la construcción del edificio prepirenaico, instauró el régimen continental y una enérgica actividad erosiva subaérea que fue poco a poco desnudando el relieve montañoso creado. La red fluvial de esa época tendría un sentido de aporte SE-NW y en algunos casos casi S-N, de modo que los ríos debieron proceder del S o SE atravesando las Sierras por las zonas más deprimidas, en posición similar a los actuales valles del Guatizalema y Alcanadre, pero en sentido contrario.

El continuo arrasamiento durante el Oligoceno del edificio plegado, elabora la superficie de erosión superior de las Sierras (S_1) que afecta de manera generalizada a todo el relieve prepirenaico y que enlazaría con la discordancia finioligocena que separa los depósitos conglomeráticos plegados del Chattiense con los subhorizontales del Aquitaniense, permaneciendo oculta en el piedemonte bajo las molasas miocenas.

Durante el Oligoceno superior, los movimientos tectónicos vuelven a acentuarse, originando discordancias intraformacionales locales y un intenso plegamiento del frente meridional de las unidades surpirenaicas despegadas y la franja colindante del Antepaís; a esto se le conoce como la «fase de las Sierras Marginales». A nivel de basamento y coincidiendo con esta intensa actividad tectónica compresiva, se produce un rejuego de fallas en dirección que perturban los ejes de plegamiento, como es el caso del anticlinal de Barbastro en Abiego-Azlor, y originan un conjunto de macrofracturas en las Sierras de Guara-Balcés de gran importancia morfogenética.

Desde un punto de vista morfológico, el eje montañoso se eleva y la superficie de erosión, anteriormente elaborada, se deforma domáticamente con una doble pendiente hacia el N y S. Este alzamiento delimitará definitivamente un drenaje fluvial de sentido N hacia la Cuenca de Jaca, muy escaso, y otro de sentido S dominante hacia la Depresión del Ebro, que perdurará hasta la actualidad.

A partir de ese momento, la superficie de erosión superior de las Sierras queda suspendida en el relieve y es atacada por un nuevo ciclo erosivo que la disecta y compartimenta en unidades de menor tamaño, a cuyo pie comienza a elaborarse la superficie de erosión media de las Sierras (S_2) que circunda a la anterior. Los detritus resultantes se esparcen por el piedemonte meridional de las Sierras, originando la formación molásica de Sariñena, cuyo techo enlaza topográficamente con la superficie de erosión media y que, a falta de datos paleontológicos, podría datarse como intramiocena.

En el eje central de la Depresión del Ebro la sedimentación durante el Mioceno fue fundamentalmente química, con margas, yesos y calizas que coronan la serie. El medio era lacustre de aguas claras, de dulces a salobres, con sustrato fangoso, salinidad estacional muy variable y de poca profundidad, que era alimentado por pequeños y abundantes canales distributarios procedentes de las Sierras, con frecuentes fenómenos de avulsión que generaban amplios abanicos aluviales modelados en glacia bajo un medio árido fluvio-lacustre.

A techo de la serie carbonatada se observan unas recurrencias detríticas que podrían correlacionarse con una fase de deformación finimiocena que afectaría al relieve prepirenaico, produciendo elevaciones y hundimientos relativos con reactivación de fallas NE-SW que desnivelan y perturban la disposición original de las superficies de erosión previamente modeladas.

Al final del Mioceno es probable que el clima tendiese hacia una mayor humidificación, con un acrecentamiento de la karstificación en la zona de Sierras, que se instalaría principalmente a favor de las debilidades estructurales existentes en las superficies de erosión sobre caliza y un favorable desarrollo del modelado endokárstico, generándose las principales vías subterráneas de flujo.

El Plioceno está representado, en este sector de la Depresión del Ebro, por un hiato sedimentario que se traduce, morfológicamente, en una intensa actividad erosiva que dismantela un elevado porcentaje del material mioceno recientemente depositado, conformando entre las Sierras Exteriores y la Sierra de Alcubierre una amplia cubeta de contacto con el típico relieve estructural de mesas y cuevas. Este dispositivo morfológico será la tónica dominante durante el Plioceno y Cuaternario, de manera que se crean dos áreas somontanas de aporte, las Sierras Exteriores al N y Alcubierre al S, aunque ésta última haya ejercido una influencia muy local.

La ruptura morfoestratigráfica que supone el tránsito Mio-plioceno aún no está suficientemente explicada, aunque podría deberse al paso de una cuenca endorreica a otra exorreica, con salida al Mediterráneo, a lo que probablemente podría añadirse una suave deformación tectónica que afectaría por igual a los materiales Neógenos de la Depresión.

Al final del Plioceno e inicios del Cuaternario se produjo un período de acumulación detrítica bastante generalizado, con tres niveles reconocidos, que elaboró una serie de rampas escalonadas tipo glacis que enlazaban y regulaban suavemente las elevaciones montañosas marginales con el fondo de la cubeta erosiva, previamente excavada.

Las características morfológicas y sedimentológicas de estos depósitos nos indican su origen fluvial, por una red muy energética tipo braided que, procedente de las Sierras, conformó una serie de abanicos aluviales anastomosados de gravas que en la actualidad se conservan en el relieve a modo de «coronas» en las áreas interfluviales. En algunos puntos, aún se puede observar la rampa erosiva (pediment) que se elaboró en las calizas al pie de las sierras y que enlazaba con el techo de la acumulación.

La génesis de estos altos niveles aluviales parece deberse al régimen de precipitaciones que existía en las Sierras, aunque en el piedemonte el clima era cálido y húmedo, con una vegetación de tipo sabana herbácea y espacios casi esteparios. Aún se desconoce la importancia que pueda haber tenido la tectónica en el origen de estos niveles, pero no parece haber sido decisoria.

El encajamiento sucesivo de la red fluvial pliocuaternaria, marca el inicio y jerarquización de la red actual, con la génesis de los principales valles y vías de drenaje.

Durante esta época de mayor humedad relativa, la karstificación acrecenta de nuevo su actividad en las sierras, incidiendo principalmente en aquellas zonas previamente karstificadas, como las superficies de erosión o la red de conductos subterráneos. En el piedemonte, en cambio, se originan fuertes encostramientos calizos y suelos rojos mediterráneos que se instalan en los aluviones recién depositados.

Una vez dentro del período Pleistoceno, el cambio climático hacia unas condiciones posiblemente más frías y secas, de las fases glaciales, alternando con otras algo más cálidas y húmedas o interglaciales, imprime en el relieve una evidente impronta morfogenética que se resuelve en épocas con predominio de la acumulación y etapas de carácter erosivo.

La evolución cuaternaria de la red fluvial somontana supone el paso de una vía única de drenaje, o antiguo Alcanadre, al desdoblamiento en varios ríos principales N-S por capturas sucesivas que se irían uniendo escalonadamente al colector principal.

La correlación realizada entre los ríos prepirenaicos ha permitido diferenciar cinco niveles de terrazas principales que sólo se observan en su totalidad en los ríos Guatizalema y Alcanadre, con alturas relativas por debajo de los 150 m. de desnivel.

El nivel más bajo de acumulación pliocuaternaria marca el inicio de lo que, a lo largo del Cuaternario, serán las vías principales de drenaje, con una red en su mayor parte encajada y unas direcciones de flujo semejantes a las observadas para el nivel más alto de terraza fluvial (T_5), que se dataría relativamente como Cuaternario antiguo. Durante la acumulación de este nivel, o en sus momentos finales, el río Vero es capturado por un barranco subsecuente y, adaptándose a la dirección del flanco N del anticlinal de

Barbastro, se dirige hacia el río Cinca. De igual forma, la cabecera más occidental del antiguo Guatizalema vierte hacia la Hoya de Huesca y este tramo se independiza con la denominación del río Isuela. La acumulación correlativa de glaciis (G_5) enlaza morfológicamente con la de la terraza, salvo en la zona de la Hoya de Huesca, donde la excavación diferencial previa de esta cubeta y la ausencia de circulación fluvial importante originó un modelado de glaciis que cubría casi toda su superficie.

En época interglaciaria o interpluvial el clima, fuertemente rubefactante, instala suelos rojos fersialíticos junto con la cementación caliza de las gravas aluviales y el desarrollo de costras acintadas a techo. Todo el relieve se ve sometido a una intensa disección por un encajamiento de la red fluvial del orden de 20 m., aunque en casos especiales, como una captura, puede alcanzar los 80 m.

Una vez que se depositan los materiales de la terraza T_4 y sus glaciis acompañantes, el río Alcanadre ha perdido las cuencas más extensas de su área drenada inicialmente, viendo mermado su caudal. En este momento, la red fluvial del Guatizalema occidental se derrama hacia la Hoya de Huesca, por la que ya circula el río Isuela, y se acentúa la actividad erosiva; mientras que el valle del Guatizalema, privado de sus afluentes principales, pierde su capacidad de transporte y queda fosilizado a este nivel.

Tras un nuevo descenso del nivel de base, de intensidad local muy variable, se verifica una nueva fase acumulativa que es la causa de los aluviones de la terraza T_3 y su glaciis acompañante. En esta época, la red fluvial ya se parece bastante a la actual; sólo pequeños retoques y la elaboración de los posteriores niveles de terrazas y glaciis.

Las épocas intermedias a la acumulación de los aluviones de terraza, T_4 - T_3 y T_3 - T_2 , probablemente correspondan a períodos más cálidos que se intercalan entre varias fases frías pleistocenas. Durante estas épocas de mayor sequedad, se producen encostramientos de caliza que cementan con intensidad decreciente, a medida que el proceso es más joven, los depósitos previamente generados. Con posterioridad al momento acumulativo de la terraza T_2 , los encostramientos dejan de observarse.

En épocas recientes postglaciares el relieve mantiene el mismo aspecto que en la actualidad, aunque de forma local se observan unos depósitos de carácter limoso que han sido elaborados como consecuencia de pulsaciones climáticas algo más frías y la intervención de la actividad humana.

En este borde N de la Depresión del Ebro sólo hemos podido constatar durante el Holoceno la existencia de una fase de acumulación post-Medieval; aunque de forma regional se admite la existencia de dos fases principales, una entre finales del Subboreal e inicios del Subatlántico (4000-2500 B.P.) y la anteriormente citada entre 400-250 B.P., coincidentes con épocas de temperaturas algo más bajas que las actuales.

CONCLUSIONES

— Desde el punto de vista tectónico se ha puesto en evidencia, en la zona de las sierras de Guara-Balcés, una intensa fracturación a escala foto-geológica cuyas orientaciones (NE-SW y N-S) parecen deducir la presencia en profundidad de una fractura en dirección N 65°-E, o conjunto de ellas, con movimiento sinistro que a su vez perturba, de forma sigmoidal, el eje del anticlinal de Barbastro en la zona de Abiego-Azlor.

— El relieve estructural de las Sierras Exteriores fue inicialmente de tipo jurásico y al ir evolucionando, durante el Neógeno superior-Cuaternario, se convirtió en un relieve invertido de sinclinales colgados y valles anticlinales. El relieve estructural del piedemonte es básicamente tabular, salvo las barras y hogbacks del anticlinal de Barbastro, elaborado a lo largo del Plioceno Cuaternario y caracterizado por amplias cubetas alargadas u hoyas e interfluvios aplanados que se iniciaron en el Cuaternario inferior.

— Se han reconocido en las Sierras tres superficies de erosión escalonadas en el relieve, a las que hemos denominado:

(S₁) superficie de erosión superior de las Sierras, de edad finioligocena.

(S₂) superficie de erosión media de las Sierras, de edad intramiocena.

(S₃) superficie de erosión inferior de las Sierras, de edad Pliocuatnaria.

Las dos superficies más antiguas se presentan claramente deformadas con directrices que, a grandes rasgos, guardan una íntima relación con las que previamente se habían elaborado; es decir, una dirección aproximada E-W e intersecciones N-S. Aunque la superficie superior ha sido afectada por la fase compresiva finioligocena, la deformación más intensa, desde el punto de vista morfotectónico, se produjo con posterioridad a la elaboración de la superficie media, probablemente durante el Mioceno superior.

— La karstificación se ha generado básicamente a favor de las superficies de erosión de las Sierras, tanto en superficie como en el subsuelo. El modelado resultante se adapta a las directrices estructurales previas, como pliegues y red de fracturas. Las formas exokársticas más típicas son las depresiones cerradas, como los poljes de pequeño tamaño y las dolinas (en cubeta, en embudo y nivales), localizadas preferentemente en la sierra de Guara. Se diferencian dos fases de mayor intensidad de karstificación, en el Mioceno superior y en el Villafranquiense, con posibles pulsaciones cuaternarias.

— La actividad neotectónica se centra principalmente en el Mioceno superior, cuya evidencia queda impresa en la deformación de las superficies de erosión de las Sierras, con arqueamientos y fracturaciones. En el centro de la cuenca, la respuesta es en forma de recurrencias detríticas a techo de la serie calcárea y salina de la sierra de Alcubierre.

— La red fluvial prepirenaica ha actuado, desde su origen, con un carácter netamente erosivo, sobreimponiéndose a la estructura general de

las Sierras. Las principales vías de drenaje, tal como actualmente las observamos, se iniciaron durante el Plioceno; probablemente como resultado de la deformación tectónica finimiocena.

— Durante el pliocuaternario se verifican tres pulsaciones acumulativas que originaron amplios abanicos aluviales de tipo húmedo, gracias a una red fluvial braided procedente de las Sierras. La altitud relativa de estos tres niveles se encuentra entre 100 m. y 240 m., con pendiente hacia el S entre el 1 y 3,5 por ciento, composición básica de cantos calizos, fuertes y potentes encostramientos y suelos rojos a techo. El nivel más bajo de glaciis pliocuaternario, por sus caracteres morfológicos, establece el inicio de jerarquización de la red fluvial cuaternaria.

— La red fluvial en las Sierras es una consecuencia directa de las circunstancias climáticas cuaternarias. El modelado de acumulación aluvial es poco representativo y se restringe a dos niveles de terraza, una inferior a 2-3 m. y otra superior a 9-10 m. sobre el talveg de los ríos.

— La correlación realizada entre los ríos prepirenaicos ha permitido diferenciar cinco niveles de terraza, con alturas relativas que oscilan entre 1 m. y 150 m., que enlazan lateralmente con otros tantos niveles de glaciis. De igual forma, se aprecian una serie de capturas fluviales que han variado sensiblemente el trazado de los ríos por el somontano, a lo largo de su evolución. Los depósitos son básicamente de cantos, con encostramientos hasta el nivel T_3 inclusive y suelos rojos que afectan solamente a la terraza más antigua T_5 . El nivel inferior T_1 es el único que ha sido datado por métodos arqueológicos, en la Hoya de Huesca, como de edad postmedieval; en su interior se ha encontrado una fauna subfósil de gasterópodos terrestres que nos aportan datos de tipo ambiental.

— El modelado de las vertientes está íntimamente relacionado con las fases frías del Cuaternario y, por tanto, con un clima de tipo periglaciario, pudiéndose diferenciar vertientes de gelifracción y de solifluxión. La única datación de actividad crioclástica en las Sierras la proporciona el yacimiento de la cueva de la fuente del Trucho, con una industria Musteriense (50.000 B.P.). En la zona de Arguis se han estudiado tres niveles de depósito coluvial con morfología de glaciis-vertiente, situados a 20 m., 13 m. y 6 m. sobre el talveg del río Isuela.

— Las vertientes desnudas actuales, de naturaleza areniscosa, están sometidas a una intensa meteorización mecánica que origina un micromodelado de tafonis y alvéolos en las paredes verticales y de gnammas en las superficies horizontales.

— Las vertientes de regularización, de naturaleza básicamente limosa, son de edad reciente (Holoceno) y enlazan cronológicamente con el nivel más bajo de terraza. En el cerro de Montearagón se han datado, por restos cerámicos, como postmedieval. Aunque en esa época la actividad antrópica era intensa, se aduce una génesis climática para dicha fase de acumulación.

— Los focos endorreicos del sector somontano son escasos, tanto en número como en las dimensiones de las depresiones. Se localizan entre 350 m. y 500 m. de altitud, preferentemente en la zona de la Hoya de Huesca.

— La distribución morfoclimática actual nos evidencia un predominio del sistema semiárido, sobre todo en el somontano, y una complejidad mayor a medida que ascendemos en altitud, con un escalonamiento gradual de los sistemas templado húmedo y periglaciario. Este último actúa eficazmente a partir de 1.800 m. de altitud, aunque el sistema dominante en las Sierras es el templado-húmedo. Con independencia de los procesos morfogenéticos zonales, se encuentran en la región otra serie de ellos, con un origen climático extrazonal o azonal.

BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1953). El Cuaternario de la comarca de Ejea de los Caballeros. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*. N.º 32, p. 3-16. Madrid.
- ALBERTO, F. et al. (1979). *VIII Reunión Nacional de Suelos*. Memoria y guía de las excursiones científicas. Estación Experimental «Aula Dei». 109 pp., Zaragoza.
- ALBERTO, F.; GUTIERREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MACHIN, J.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A. y RODRIGUEZ, J. (1984). *El Cuaternario de la Depresión del Ebro en la Región Aragonesa (Investigación Interdisciplinar)*. Univ. de Zaragoza, 217 p. + 2 mapas.
- ALBERTO, F.; GUTIERREZ, M.; IBÁÑEZ, M. J.; MACHIN, J.; MELENDEZ, A.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A. y RODRIGUEZ, J. (1983). El piedemonte pliocuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). *Geographica*, 18, pp. 109-126.
- ALIMEN, H. (1964). *Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre*. Publ. Min. Industrie. Paris.
- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1950). *Explicación de la Hoja n.º 249: Alquézar, del Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000. Inst. Geol. y Minero de España. 58 pp., 1 lám., Madrid.
- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1951 a). Estudio Geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. *Act. I Congr. Int. Estud. Pirenaicos* (1950). t. 1, secc. 2, p. 327-350, 3 láms. Zaragoza.
- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1951 b). *Explicación de la Hoja n.º 248: Apiés (Huesca) del Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000. Inst. Geol. y Minero de España. 94 pp., 8 figs., 1 lám., 1 mapa.
- BALDELLOU, V. (1982). Los abrigos pintados del río Vero. *Rev. de Arqueología*, 23, pp. 6-14.
- BARRERE, P. (1951). La morphologie des Sierras Oscenses. *Act. I. Congr. Int. Estud. Pirenaicos*. T. 5, secc. 4, p. 51-79, 9 figs., 20 pl., 2 mapas. San Sebastián. Publ. Inst. Estud. Pirenaicos. Zaragoza.
- BARRERE, P. (1962). Reliefs mur perches de la Navarre Orientale. *Rev. Geogr. des Pyrénées et Sud-Ouest*. t. XXXIII, pp. 26-40.
- BARRERE, P. (1967). Le karst de la Sierra de Guara (Huesca, Espagne). *Spelunca*. 4.ª serie, Mémoires n.º 5, p. 115. Actes VII Congrès Nat. Spéléologie, Bordeaux, 1966.
- BARRERE, P. (1970). *Le relief des Pyrénées Centrales Franco-Espagnoles*. Inst. de Geogr. de la Univ. de Burdeos (con 12 mapas a escala 1:50.000).
- BARRERE, P. (1975). Terrasses et glaciers d'érosion en roches tendres dans les montagnes du Haut-Aragón. (En: Etudes Géographiques.) *Mélanges Georges Viers*. 1. Toulouse (29-43).
- BIEL, A. y GARCIA DE PEDRAZA, L. (1962). El clima de zaragoza y ensayo climatológico para el Valle del Ebro. *Servicio Meteorológico Nacional*. Serie A, n.º 36, 58 pp., Madrid.

- BIROT, P. (1935). Nouvelles remarques sur la structure de la zones des Sierras des Pyrénées Catalanes. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*. pp. 72-73.
- BIROT, P. (1937). *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*. These Univ. Paris. Ed. Bailliere et Fils. 315 pp., 65 figs. 6 pls. Paris.
- BIROT, P. (1963). Evolution des versants à corniche dans la série miocena au sud de Teruel (Espagne). *Neue Beiträge zur inemat Hangforschung. Edit Hans Mostensen*, pp. 67-70, Gottingen.
- BIROT, P. (1966). *Le relief calcaire*. C.D.U., 283 p., Paris.
- BIROT, P. y DRESCH, J. (1966). Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats-Unis. *Annales de Géographie*, 411, pp. 514-552.
- BLACKWELDER, E. (1929). Cavernous Rock Surfaces of the Desert. *Am. Journ. Sci.*, 17, p. 393-399.
- BOMER, B. (1957 a). Le Piemont de Huesca. Livret-guide de l'excursion Pyrénées. *V Congr. Int. «INQUA»*, pp. 99-101. Madrid.
- BOMER, B. (1957 b). Grands traits structuraux morphologiques du Bassin de l'Ebro. *V Congrès International «INQUA»*. Livret-guide de l'excursion Pyrénées, pp. 101-104. Madrid.
- BOMER, B. (1977). Les phenomenes periglaciaires dans le Bassin de l'Ebre (Espagne septentrionale). *Colloq. Perigl. d'altitude du domaine Méditerranéen et abords*. Strasbourg, p. 169-176.
- BOMER, B. (1978). Le bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Etude geomorphologique. *Thèse Caen*. 3 tomes, 665 pp.
- BOMER, B. (1979). Les piedmonts du Bassin de l'Ebre (Espagne). *Mediterranee*. N.º 3, pp. 19-25.
- BOOTHROYD, J. C. y ASHLEY, G. M. (1975). Process, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. En: A. V. Jopling and B. C. McDonald (Ed.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 23, pp. 193-222.
- BORRAS, G. (1978). *Arte Mudéjar Aragonés*. Editorial Guara. Zaragoza.
- BRYAN, K. (1922). Erosion and sedimentation in the Papago Country, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 730B, pp. 19-90.
- BURILLO, F.; GUTIERREZ, M. y PEÑA, J. L. (1981). *El cerro del castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de geomorfología y arqueología*. Kalathos. 1, pp. 7-63. Teruel.
- BUTZER, K. W. (1980). Holocene alluvial sequences: Problems of dating and correlation. En: Cullingford, R. A. et al. (Ed.): *Timescales in Geomorphology*, pp. 131-142. J. Wiley and Sons Ltd.
- BUTZER, K. W. y FRANZIE, O. (1959). Observations on the pre-Würm glaciations of the Iberian Peninsula. *Zeit. Geomorph.* 8, p. 85-97.
- CALVET, J. (1980). Relaciones entre la evolución geomorfológica cuaternaria de la depresión central catalana (Segarra y Pla d'Urgell) y del Valle del Segre. *Fundación Juan March, Serie Universitaria*, 102 p.
- CASAS TORRES, J. M. y FONTBOTE, J. M. (1945). El valle de Tena. *Rev. Estación Est. Piren.* 1, n.º 2, pp. 37-111.
- COOKE, R. U. y WARREN, A. (1973). *Geomorphology in Deserts*. Anchor Press, London, 394 p.
- CREUS NOVAU, J. y GARCIA RUIZ, M.ª (1977). Observaciones sobre solifluxión en el alto valle del río Gállego. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, n.º 6, p. 57-64.
- CRUSAFONT, M. y PONS, J. M. (1969). Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N de la provincia de Huesca. *Acta Geológica Hispánica*. T. IV, n.º 5, p. 124-125. Barcelona.
- CRUSAFONT, M.; RIBA, O y VILLENA, J. (1966). Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Huesca, río Formiga) y sus consecuencias geológicas. *Not. y Com. del I.G.M.E.* n.º 83, p. 7-14, 1 mapa.
- CRUSAFONT, M.; VILLALTA, J. F. y RIBA, O. (1957). Villafranchien de Villarroja. Livret-guide de l'excursion n.º 3. *V Congr. Int. «INQUA»*. p. 11-15. Madrid-Barcelona.

- CVIJIC, J. (1893). Das Karstphanomen. *Geog. Abhandlungen*, 5, pp. 225-276. Trad. inglesa en Sweeting, M. M. (Ed.) 1981: *Karstgeomorphology*, Hutchinson Ross, pp. 23-41.
- DALLONI, M. (1910). Etude geologique des Pyrénées de l'Aragón. *Ann. Fac. Sciences de Marseille*, t. XIX, 444 págs., 56 fig., 4 pls., 1 mapa.
- DEMEK, J. (1964). Slope development in granite areas of Bohemian Massif (Czechoslovakia). *Zeit. für Geomorph.*, suppl. 5 (83-106).
- DRAGOVICH, D. J. (1969). The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern Australia. *Zeit für Geomorph.* v. 13 (163-181).
- DRESCH, J. (1957). Pédiments et glacis d'érosion, pédiplains et inselbergs. *Information géographique*, 5, pp. 183-196.
- DUCHAUFOR, P. (1975). *Manual de Edafología*. Toray-Masson, Barcelona, 476 p.
- DUMAS, B. (1977). *Le Levant espagnol. La genese du relief*. Univ. Paris-Val de Marne et C.N.R.S., Paris, 520 p.
- ENJALBERT, H. (1960). *Les pays Aquitains. Le modelé et les sols*. Imprimerie Biere, Bordeaux, t. 1, pp. 618.
- EVANS, J. S. (1969-70). Salt crystallization and rock weathering: a review. *Revue Géomorph. dyn.*, a. 19, n.º 4, p. 153-177.
- FRIEND, P. F.; SLATER, J. J. y WILLIAMS, R. C. (1979). Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Jl. geol. Soc. Lond.* vol. 136, pp. 39-46.
- GALLART, F. (1981). Neógeno superior y Cuaternario del Penedés (Catalunya, España). *Acta Geol. Hisp.*, t. 16, n.º 3, pp. 151-157.
- GAMS, I. (1978). The polje: the problem of definition. *Zeit. für Geomorph.* N. F., 22, pp. 170-181.
- GARCIA ROSSELL, L. y PEZZI, M. C. (1975). Un Karst mediterráneo supraforestal en Sierra Magina (Jaén). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. *Cuad. Geogr. Univ. Granada*, s. m. I, pp. 19-57.
- GARCIA RUIZ, J. M.ª y CREUS NOVAU, J. (1974). Aproximación a las terrazas del río Gállego a partir de sus afluentes. *Trabajos sobre el Neógeno Cuaternario*, n.º 2, pp. 39-46.
- GARCIA RUIZ, J. M. y PUIGDEFABREGAS, J. (1982). Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenaico. *Cuad. Invest. Geogr.* t. 8, fasc. 1-2, pp. 83-126. Logroño.
- GARCIA RUIZ, J. M. y RUIZ BUDRIA, E. (1977). Sobre unas depósitos de ladera al Sur de San Juan de la Peña (Prepirineo aragonés). *Trabajos sobre el Neógeno cuaternario*, n.º 6, pp. 79-84.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1972 a). Precisiones sobre la «mise en place» del manto de Gavarrie en el borde norte del Valle del Ebro (Región de Barbastro, Prov. de Huesca). *Acta Geológica Hispánica*, año VII, n.º 2, pp. 50-52. Barcelona.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1972 b). Sobre la colocación del Manto de Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente, «el manto del Montsec» (vertiente surpirenaica, Huesca-Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, t. 83, III, pp. 242-248.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provs. Huesca y Lérida). *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*, 395 págs.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1982). Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico Surpirenaico. *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*. Albacete.
- GODARD, A. (1977). *Pays et paysages du granite*. Presses Universitaires de France, 232 pp. Le Géographe (colección), 21.
- GOMEZ ORTIZ, A. y SERRAT CONGOST, D. (1977). Las formaciones geométricas periglaciares de los altos niveles del Pirineo oriental. *V. Coloquio de Geografía*, Granada, pp. 75-84.
- GONZALEZ, J. y ARRESE, F. (1977 a). Las terrazas del río Gállego en su curso medio inferior. I. aspectos morfológicos y sedimentológicos. *Rev. Acad. Ciencias de Zaragoza*, vol. 32, pp. 109-123.
- GONZALEZ, J. y ARRESE, F. (1977 b). Las terrazas del río Gállego en su curso medio-inferior. II. Estudio mineralógico. *Rev. Acad. Ciencias de Zaragoza*, vol. 32, pp. 217-227.

- GONZALO MORENO, A. N. (1968). Contribución al estudio del piedemonte Ibérico riojano, geomorfología del valle medio de Cidacos. *Estud. Geogr.* vol. 29, n.º 110, pp. 103-122. Madrid.
- GOUDIE, A. (1977). *Environmental change*. Clarendon Press, Oxford, 244 p.
- GUTIERREZ ELORZA, M. e IBAÑEZ MARCELLAN, M.ª J. (1979). Las «gnammas» de la región de Alcañiz. *Estudios geológicos*, vol. 35, pp. 193-198.
- GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, J. J.; PEÑA, J. L. y RODRIGUEZ, J. (1982). *Mapa geomorfológico de la Depresión del Ebro en la región aragonesa*. E. 1:200.000. Ayuda Investigación Universidad de Zaragoza (inédito).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J. L. (1975). Karst y periglacialismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Minero*; t. 86-VI (561-572).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J. L. (1977). Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Min.*, 8, 88-II (109-115).
- GUTIERREZ ELORZA, M.; SIMON GOMEZ, J. L. y SORIANO JIMENEZ, A. (1983). Tectónica cuaternaria en el área de la Almunia (Prov. de Zaragoza). *VI Reunión G.E.T. Cuaternario*, Galicia.
- HOUCADE, B. (1978). *Ecologie de la Valle d'Ossau* (Pyrénées occidentales). C.N.R.S. (ed.), Bordeaux, 237 p.
- HUBSCHMAN, J. (1975). Morphogenèse et pedogenèse quaternaires dans le piemont des Pyrénées garonnaises et ariegeoises. *Tesis Université Lille*, III, 474 págs.
- IBAÑEZ, M. J. (1973). Contribución al estudio del endorreísmo de la depresión del Ebro: el foco endorreico al W y SW de Alcañiz (Teruel). *Geographica*, 2.ª época, año XV, n.º 1, pp. 21-33.
- IBAÑEZ, M. J. (1976). *El piedemonte ibérico bajoaragonés. Estudio Geomorfológico*. C.S.I.C. 523 págs., Madrid.
- IBAÑEZ, M. J. y MENSUA, S. (1976). Contribución al estudio de vertiente en condiciones semiáridas. Tipos de vertientes sobre yesos en el valle del Ebro. *Bol. R. Soc. Geográfica*, t. CXII, pp. 381-394, Madrid.
- IBAÑEZ, M. J. y MENSUA, S. (1977). Evolución de vertientes por desplazamiento en masa en la Muela de Borja (Depresión del Ebro), *V. Coloquio de Geografía*, Actas, pp. 133-136.
- ICOLE, M. (1974). *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du Piémont Occidental Nord-Pyrénées*. Univ. Louis Pasteur (CNRS), memoire 40, 200 p.
- JORDA, M. y VAUDOUR, J. (1980). Sols, morphogénese et actions anthropiques a l'époque historique s. l. sur les rives nord de la Méditerranée. *Naturalia monspeliensia*, n.º hors serie, pp. 173-184, Montpellier.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, E. 1:1.000.000. Contribución al Mapa Tectónico de Europa. Inst. Geol. y Minero de España, 113 págs., Madrid.
- KING, L. (1957). The uniformitarian nature of hillslopes. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 17, pp. 81-102.
- LAMB, H. H. (1965). The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 1, pp. 13-37.
- LEHMANN, H. (1959). Studien über Poljen in den venezianischen Voralpen und in Hochalpen. *Erdkunde*, 13, pp. 258-289.
- LLOBET, S. (1977). Dépôts periglaciares dans le massif du Montseny. *Colloque sur le Periglaciaire*, Strasbourg, pp. 157-160.
- MABBUTT, J. A. (1977). *Desert landforms*. MIT. Press (ed.), Canberra, 340 pp.
- MADURGA, M. C. (1973). Los gasterópodos dulceacuícolas y terrestres del Cuaternario español. *Bol. R. Soc. Española de Historia Nat.*, 71, pp. 43-165.
- MAINGUET, M. (1972). *Le modèle des grès. Problèmes généraux*. Etudes de photo-interpretation. Inst. Géograph. National, Paris, t. II, p. 229-657.
- MANDADO, J. y TENA, J. (1979). Evolución climática de la zona central de la cuenca del Ebro durante el Mioceno. *Estado actual de los Estudios sobre Aragón*. Actas de las II Jornadas. Huesca, pp. 841-843.

- MANGIN, J. P. (1962). Hypotheses sur l'histoire Nummulitique du domaine Pyrénées. *Actas 3.^{er} Cong. Int. Est. Pirenaicos*. T. I, secc. I, pp. 107-127. Gerona, 1958. Inst. Estud. Pirenaicos. C.S.I.C. Zaragoza.
- MARTI BONO, C. E. (1977). Excursiones I y II. Altos Valles de los ríos Aragón y Gállego. *Trab. Neógeno-Cuaternario*. 6, pp. 337-348.
- MARTI, C. E.; SERRAT, D. y GONZALEZ, C. (1977). Los fenómenos glaciares en la vertiente Meridional de los Pirineos. El modelado de las áreas Glaciares y Periglaciares. *V Coloquio de Geografía*, Granada. pp. 68-73.
- MARTINEZ PEÑA, M. B. (1981). Estudio geológico y estructural de la zona de conexión entre las Sierras Marginales Aragonesas y Catalanas (Prepirineo, provincia de Huesca). *Tesis de Licenciatura* (inédita). Zaragoza.
- MENENDEZ AMOR, J. y FLORSCHUTZ, F. (1963). Sur les éléments steppiques dans la végétations quaternaire de l'Espagne. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 61 (1), pp. 121-133.
- MENSUA, S. (1964). Sobre la génesis de los glaciares del Valle del Ebro y su posterior evolución morfológica. Aportación española al XX Congr. Int. Geografía, pp. 191-195. Reino Unido.
- MENSUA, S.; ALBERTO, F. e IBAÑEZ, M.^a J. (1979). *Guía de Excursiones III Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario*, 1977. pp. 23-41. Madrid.
- MENSUA, S. e IBAÑEZ, M.^a J. (1977). Terrazas y glaciares del centro de la Depresión del Ebro. *III Reunión Nac. Grupo Trabajo Cuaternario*. pp. 1-18. Zaragoza.
- MENSUA, S. e IBAÑEZ, M.^a J. (1977-78). Contribución entre glaciares de acumulación y terrazas fluviales: las terrazas fosilizadas del Gállego y Cinca. Un nuevo modelo de interpretación. *Geographica*. pp. 191-203.
- MENSUA, S. y PELLICER, F. (1980). El piedemonte del Moncayo. *Cuadernos de estudios Borjanos*. n.º 6, pp. 109-139. Borja, Zaragoza.
- MIALL, A. D. (1973). Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology*, 20, pp. 347-348.
- MIALL, A. D. (1977). A review of the braided-river depositional environments. *Earth Sci. Rev.*, 13, pp. 1-62.
- OLLIER, C. D. (1965). Some features of granite weathering in Australia. *Zeit. für Geomorph.* 9, pp. 285-304.
- OLLIER, C. D. (1969). *Weathering*. Oliver and Boyd Ltd (ed.). 304 pp. Edinburgh.
- PANZER, W. (1926). Talentwicklung und Eiszeitklima in-nordostlichen Spanien. *abh. der Sencken. Natur. Gessellschaft*, t. 39, fasc. 3, Frankfurt.
- PANZER, W. (1948). El desarrollo de los valles y el clima de la época cuaternaria en el NE de España. *Estudios Geográficos*, 30, pp. 73-130.
- PARDO, G. y VILLENA, J. (1979). Aportación a la geología de la región de Barbastro. *Acta Geol. Hisp.*, t. 14, Hom. L. Solé Sabarís, p. 289-292.
- PELLICER, F. (1980). El periglacialismo del Moncayo. *Geographicalia*, núms. 7-8, pp. 3-25. Zaragoza.
- PELTIER, L. (1950). The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Ann. Assoc. Amer. Geogr.* 40, pp. 214-236.
- PEÑA GUARA, G. I. E. (1972). Boletín de contribución al catálogo espeleológico de la provincia de Huesca. *Peña Guara*, n.º 1, Huesca, 54 p.
- PEÑA GUARA, G. I. E. (1973). Boletín de contribución al catálogo espeleológico de la provincia de Huesca. *Peña Guara*, n.º 2, Huesca, 104 p.
- PEÑA GUARA, G. I. E. (1973). Boletín de contribución al catálogo espeleológico de la provincia de Huesca. *Peña Guara*, n.º 3, Huesca, 194 pp.
- PEÑA MONNE, J. L. (1975). Los depósitos cuaternarios de valle del Segre, entre Ciurana y Camarasa. *Ilerda*, n.º XXXVI, pp. 187-217.
- PEÑA MONNE, J. L. (1978). Estudio geomorfológico de las sierras exteriores pirenaicas en la zona de Oliana (prov. de Lérida). *Estudios Geológicos*, vol. 34, pp. 99-106.
- PEÑA MONNE, J. L. (1979-80). Consideraciones geomorfológicas sobre la terminación oriental del Montsec (Sierras exteriores Pirenaicas, prov. de Lérida). *Geographica*. t. XXI-XXII, pp. 155-161.

- PEÑA MONNE, J. L. (1980). Estudio geomorfológico de la Conca de Tremp y las Sierras Prepirenaicas leridanas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana. *Tesis Doctoral. Fac. Filosofía y Letras*. 577 págs., Zaragoza.
- PEZZI, M. C. (1977). Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada. Serie Monográfica*, n.º 2, 289 pp.
- PINILLA NAVARRO, A. (1966). Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro. *Tesis (inédita)*, Madrid.
- POCOVI JUAN, A. (1976). Consideraciones sobre la tectónica de edad Oligoceno Superior en las Sierras Marginales Prepirenaicas. *Acta Geológica Hispánica*, año XI, n.º 5. Sept.-Oct. Inst. Nac. de Geol. C.S.I.C.
- POCOVI JUAN, A. (1978). Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida). *Tesis Doctoral (inédita)*. 191 págs. Univ. de Barcelona.
- POCOVI JUAN, A. (1979). Deformaciones de la cobertera despegada influidas por accidentes de zócalo en las Sierras Marginales catalanas (Prepirineo Meridional). *Acta Geol. Hisp.*, t. 14, Hom. L. Solé Sabarís, p. 143-148.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1971). Miocene point-bar deposits in the Ebro basin, Northern Spain. *VIII Int. Sedimentological Congress*. 6 págs. Heidelberg.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975). La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Monografías del Inst. Est. Pirenaicos*, n.º 104. N.º extraordinario de Revista *Pirineos* 188 págs., 31 figs., 141 fot., 1 mapa.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M. (1973). Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (Prov. de Huesca). *Pirineos*, n.º 109, pp. 5-15, Jaca.
- PUISSEGUR, J. J. (1979). Indications fournies par les Mollusques sur les climats du Würm récent et du Tardiglaciaire en Bourgogne et en Alsace. *Colloques internationaux. C.N.R.S.* n.º 271. *La fin des temps glaciaires en Europe*, p. 113-120. Talence, 1977.
- QUIRANTES, J. (1965). Nota sobre las lagunas de Bujaraloz-Sástago. *Geographica*, año XII, pp. 30-34. Zaragoza.
- QUIRANTES, J. (1969). Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. *Tesis (C.S.I.C.)*, Zaragoza.
- QUIRANTES, J. (1971). Apuntes morfológicos sobre la parte central de la Depresión del Ebro. *Geographica*. Año XIII, n.º 4, pp. 209-227. Madrid.
- QUIRANTES, J. (1972). El Cuaternario en la parte central de la Depresión del Ebro. *Cuadernos Geográficos*, n.º 2, pp. 63-68. Granada.
- QUIRANTES, J. (1978). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico. C.S.I.C. Zaragoza. 200 págs.
- REILLE, J. L. (1967). Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène continental sud-Pyrénéen (région de Barbastro, prov. de Huesca). *C.R. Acad. Sc. Paris. Serie D*, t. 265, n.º 12, pp. 852-854.
- REILLE, J. L. (1971). Les relations entre tectogenese et sedimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales d'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales. *These Montpellier. Univ. Languedoc*, 330 págs.
- RIBA, O. (1972). *Mapa geológico de España. E: 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja n.º 33: Lérida, y Memoria explicativa*. I.G.M.E. 31 págs., 2 figs., 1 mapa geol., Madrid.
- RIBA, O.; VILLENA, J. y QUIRANTES, J. (1967). Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (prov. de Zaragoza). *Ann. Edafología y Agrobiología*. T. XXVI, n.º 1-4, pp. 617-634. Madrid.
- RIEDEL, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Central bl. f. Min. Geol. und Paläont.*, B, pp. 354-368.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1979). Introducción al estudio climático de las Sierras exteriores (Prepirineo de Huesca) y su incidencia en la morfogénesis actual. *Geographica*, n.º 4, pp. 65-85. Zaragoza.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1981 a). El Cuaternario al E de Huesca. *Acta Geológica Hispánica*, t. 16, n.º 3, pp. 157-162.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1981 b). Evolución geomorfológica de la Hoya de Huesca durante el Cuaternario. *V Reunión G.E.T.C.* Sevilla, pp. 258-266.

- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1982 a). El modelado kárstico en la Sierra de Guara (Huesca): plano de Cupierlo. *Reunión Monográfica sobre el Karst*, Larra, 82.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1982 b). Distribución morfoclimática en la depresión media del Ebro: procesos dominantes y modelado actual. *Estudios Geológicos*, 38, pp. 43-50.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1983). A propos des dépôts alluviaux holocènes du piedmont pyrénéen (Huesca, Espagne). Colloque: *Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviales quaternaires* (A.F.E.Q.), París, 29 de enero 1983, pp. 123-124.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. y NAVASCUES, L. (1982). La «tafonización» de las areniscas miocenas en los alrededores de Huesca. *Tecniterrae*, 49, pp. 7-12.
- ROJAS TAPIA, C.; LATORRE VILLAMIL, F. y FERNANDEZ VARGAS, E. (1971). Contribución al conocimiento de la última fase de los movimientos meso-alpinos en las provincias de Navarra, Zaragoza y Huesca. *I Congreso Hispano-Luso-Americano*, t. I, sección 1.ª, pp. 377.
- ROSELL, J. y RIBA, O. (1966). Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de Pobla de Segur (provincia de Lérida). *Pirineos*, 81-82, p. 61-74.
- SEGURET, M. (1972). *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publ. Univ. Scienc. Technique du Languedoc (Ustela), Ser. Geol. Structurale, n.º 2, 155 págs.
- SELZER, G. (1934). Geologie der Surdpyrenaischen Sierrren in Oberaragonien. *Neven Jahrbuch für Mineralogie, Palaontologie und Geologie*. T. 71, dep. B. pp. 307-406. Trad. por J. M. Ríos en: Publ. Extr. sobre Geol. de España. t. IV, pp. 185-227, 1948.
- SERRAT, D. (1980). Estudio geomorfológico del Pirineo oriental (Puigmal, Costabona). *Notes de Geografia Física*, 2, pp. 39-55. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1946). Problemas morfológicos del Llano de Lérida. *Ilerda*, 6, pp. 7-22.
- SOLE SABARIS, L. (1952). España. Geografía Física. *Geografía de España y Portugal* (I) M. Terán (ed.). Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1953). El piedemonte de Lérida y las terrazas deformadas de sus ríos. *Ibérica*, v. 18, pp. 425-428 y 439. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. (1953). Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro. *Mem. R. Acad. Ciencias y Artes Barcelona*, (3.ª) 31 (7), pp. 239-259.
- SOLE SABARIS, L. (1953). Terrazas cuaternarias deformadas del Nordeste de España. *Actas IV Congreso «INQUA»*, Roma-Pisa (Italia). 11 págs., 3 figs.
- SOLE SABARIS, L. (1957). Le Quaternaire des Pyrénées. *V Congr. Int. «INQUA»*, livret-guide de l'excursion N, Pyrénées, Madrid, pp. 15-28.
- SOLE SABARIS, L. (1964). Las rampas o glaciares de erosión de la Península Ibérica. Aport. Esp. al XX Congr. Geogr. Int. C.S.I.C. Inst. Elcano, pp. 13-18. Madrid-Zaragoza-Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. y FONT TULLOT, J. M. (1929). Las terrazas del Segre en las inmediaciones de Lérida. *Publ. Inst. Geol. y Topogr.* Diput. Prov. Barcelona, v. II, 7 p.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1973). Nota sobre el límite inferior de derrubios estratificados de vertiente (grèzes litées) en el sector de St. Llorenç de Morunys (Prepirineo oriental, prov. de Lérida) *Acta Geol. Hisp.*, t. VIII, n.º 5, pp. 167-173.
- SOLER, M. (1970). *Etude Géologique du Haut Aragon Occidental*. S.N.P.A. Documentación interna.
- SOLER SAMPERE, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970). Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental. *Pirineos*, n.º 96, pp. 5-20. 1 mapa. Jaca.
- SORIANO, A. (1982). Investigaciones geomorfológicas en la región de Muel-Fuendetodos (prov. de Zaragoza). Tesis Licenciatura (inédita), 123 p. Fac. Ciencias. Zaragoza.
- SOUTADE, G. (1980). *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*. Imprimerie Cooperative du Sud-Ouest. 452 págs. Albi.
- SWEETING, M. M. (1972). *Karst landforms*. Macmillan Press, 362 p., Londres.
- TCHALENKO, J. S. (1970). Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, t. 81, pp. 1625-1640.
- THORNES, J. B. (1968). Glacial and periglacial features in the Urbión Mountains, Spain. *Estudios Geológicos*, 24, pp. 249-258.

- TORRAS, A. y RIBA, O. (1968). Contribución al estudio de los limos yesíferos del centro de la Depresión del Ebro. *Brev. Geol. Astúrica*, vol. 11, n.º 1-4, pp. 125-137. *Mem. y Com. IV Reunión Grupo Español Sediment.* t. III, pp. 125-137. Oviedo, 1967.
- TRICART, J. (1977 a). *Precis de Géomorphologie* (II). Sedes, Paris.
- TRICART, J. (1977 b). El concepto de pluvial. *Actas III Reunión Nac. Grupo Esp. Trabajo Cuaternario*, p. 1-21, Zaragoza, Madrid.
- TRICART, J. y CAILLEUX, A. (1967). *Le modelé des régions périglaciaires*. Sedes, Paris.
- TRICART, J. y CAILLEUX, A. (1969). *Traité de Géomorphologie. IV. Le modelé de régions sèches*. S.E.D.E.S. Paris, 472 pp.
- TWIDALE, C. R. y CORBIN, E. M. (1963). Gnammas. *Rev. Géomorph. Dyn.*, a. XIV, n.º 1-2-3 (1-20).
- VAUDOUR, J. (1979). Geomorphologie du Bassin de l'Ebre, d'après les travaux récents des chercheurs espagnols. *Mediterranee*, 36/3, pp. 97-100.
- VILLALTA, J. F. (1952). Contribución al conocimiento de la fauna de mamíferos fósiles del Plioceno de Villarroja (Logroño). *Bol. del Inst. Geol. y Min. de España*, t. 64, pp. 1-204.
- VILLALTA, J. F. y CRUSAFONT, M. (1944). La flora miocénica de la depresión de Bellver. *Ilerda*, 2, pp. 339-353. Lérida.
- VILLAR, L. (1977). Algunos aspectos sobre solifluxión, crioturbación, flora y vegetación. *Trab. Neog. Cuat.*, 6, pp. 299-308.
- VITA FINZI, C. (1969). *The Mediterranean Valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge Univ. Press. London, 140 págs.
- WASHBURN, A. L. *Periglacial processes and environments*. E. Arnold (Ed.) (1973). London, 320 p.
- WILHELMY, H. (1958). *Klimamorphologie der Massengesteine*. Westermann, 238, pp. Braunschweig.
- WILLIAMS, R. B. G. y ROBINSON, D. A. (1981). Weathering of sandstone by the combined action of frost and salt. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 6, (1-9).
- WILSON, L. (1968). Slopes. En: Fairbridge, R. W. (ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp. 1002-1020.
- WILSON, L. (1968). Morphogenetic classification. En: Fairbridge, R. W. (Ed.): *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Pennsylvania, pp. 717-731.
- WILSON, L. (1969). Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XI, 3, pp. 303-314.
- YETANO, L. M. (1978). La evolución geomorfológica del valle de la Huerva. *Geographicalia*, 2, pp. 3-19.
- ZUIDAM, R. A. VAN (1975). Geomorphology and Archaeology. Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region Spain. *Z. Geomorphology*, Berlin-Stuttgart, 1963, pp. 319-328.
- ZUIDAM, R. A. VAN (1976). *Geomorphological Development of the Zaragoza Región*. Spain. Internat. Inst. for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), 211 p. Enschede.



Excmo. Diputación Provincial
HUESCA

Joaquín Rodríguez Vidal

GEOMORFOLOGIA
DE LAS SIERRAS EXTERIORES OSCENSES
Y SU PIEDEMONTES

M A P A S

LEYENDA GEOMORFOLOGICA

FORMAS ESTRUCTURALES

MESOZOICO-EOCENO PIRENAICO

	Superficie estructural en calizas		Falla con expresión morfológica
	Superficie estructural en areniscas y conglomerados		Falla normal con expresión morfológica
	Chevrons		Buzamiento de las capas
	Cuestas y hog-backs		Superficie de erosión superior (S ₁)
	Barrancos		Superficie de erosión media (S ₂)
	Línea de capa dura		Superficie de erosión inferior (S ₃)
	Fronte de cabalgamiento		Pendiente de superficies de erosión

TERCIARIO DE LA DEPRESION DEL EBRO

	Relieves conglomeráticos tipo "Malla"
	Plataformas, mesas y rellanos en areniscas y conglomerados
	Plataformas, mesas y cuestas calizas
	Cuestas y hog-backs
	Barrancos en areniscas y yesos
	Barrancos calizas
	Buzamiento de las capas

RED FLUVIAL

	Barranco de incisión lineal
	Encajonamiento en depósitos cuaternarios
	Cóncavas
	Valle de fondo plano
	Valle de fondo plano en yesos
	Captura fluvial
	Divisorio de aguas en Sierra de Guara

FORMAS DE ACUMULACIÓN CUATERNARIAS

PLIOCUATERNARIOS-TERRAZAS

	T ₃
	T ₂
	T ₁
	T ₅
	T ₄
	T ₃₁ y T ₃₂
	T ₂
	T ₁

GLACIS

	G ₅
	G ₄
	G ₃
	G ₂
	G ₁
CONOS	
	Cono de deposición de Nansa G _{3,4}
	Conos subacuáticos

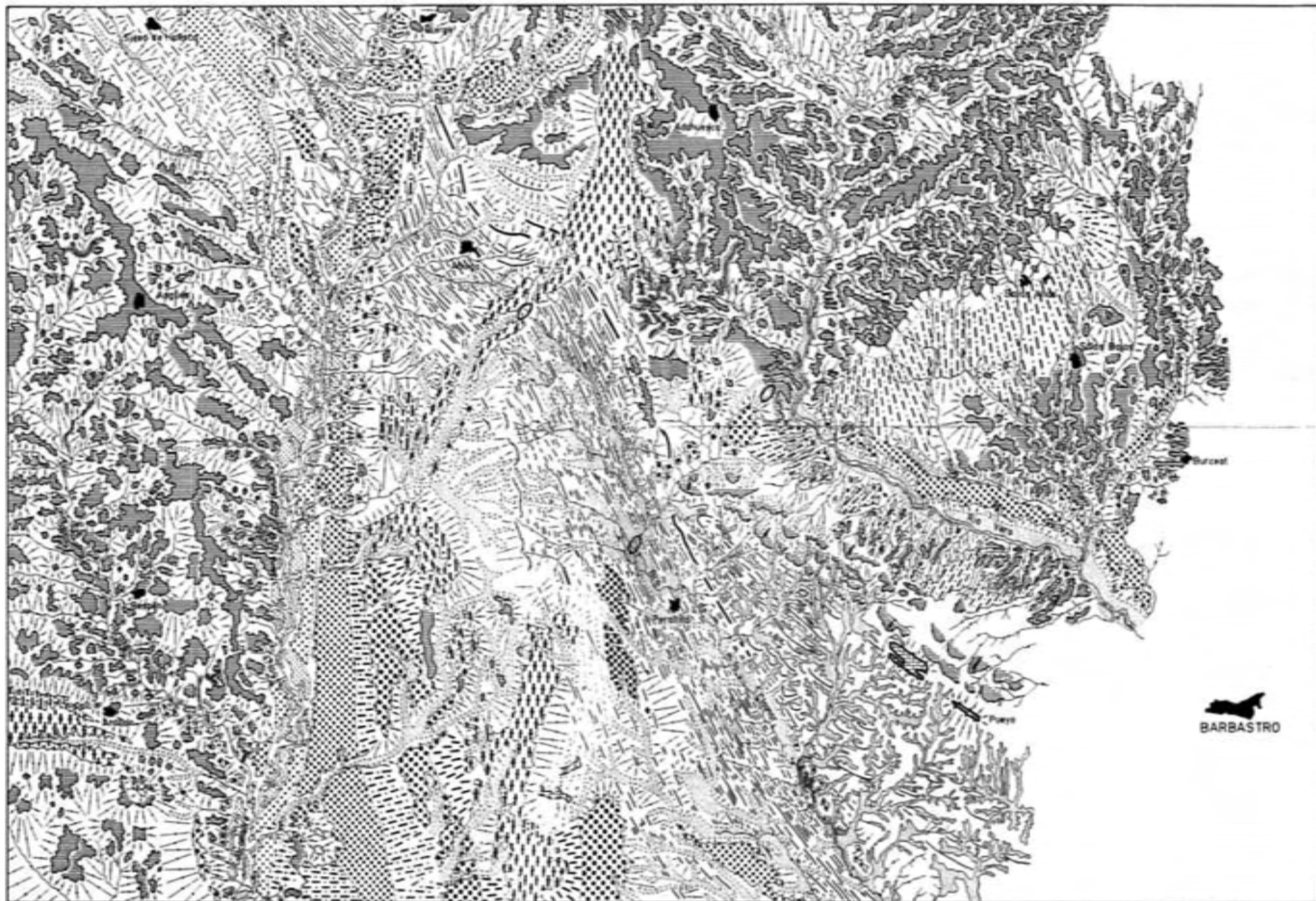
FORMAS KARSTICAS

	Dolinas en cubeta y en embudo
	Uvala
	Polje
	Dolina capturada por la red fluvial
	Valles kársticos
	Sumidero
	Cueva
	Sima

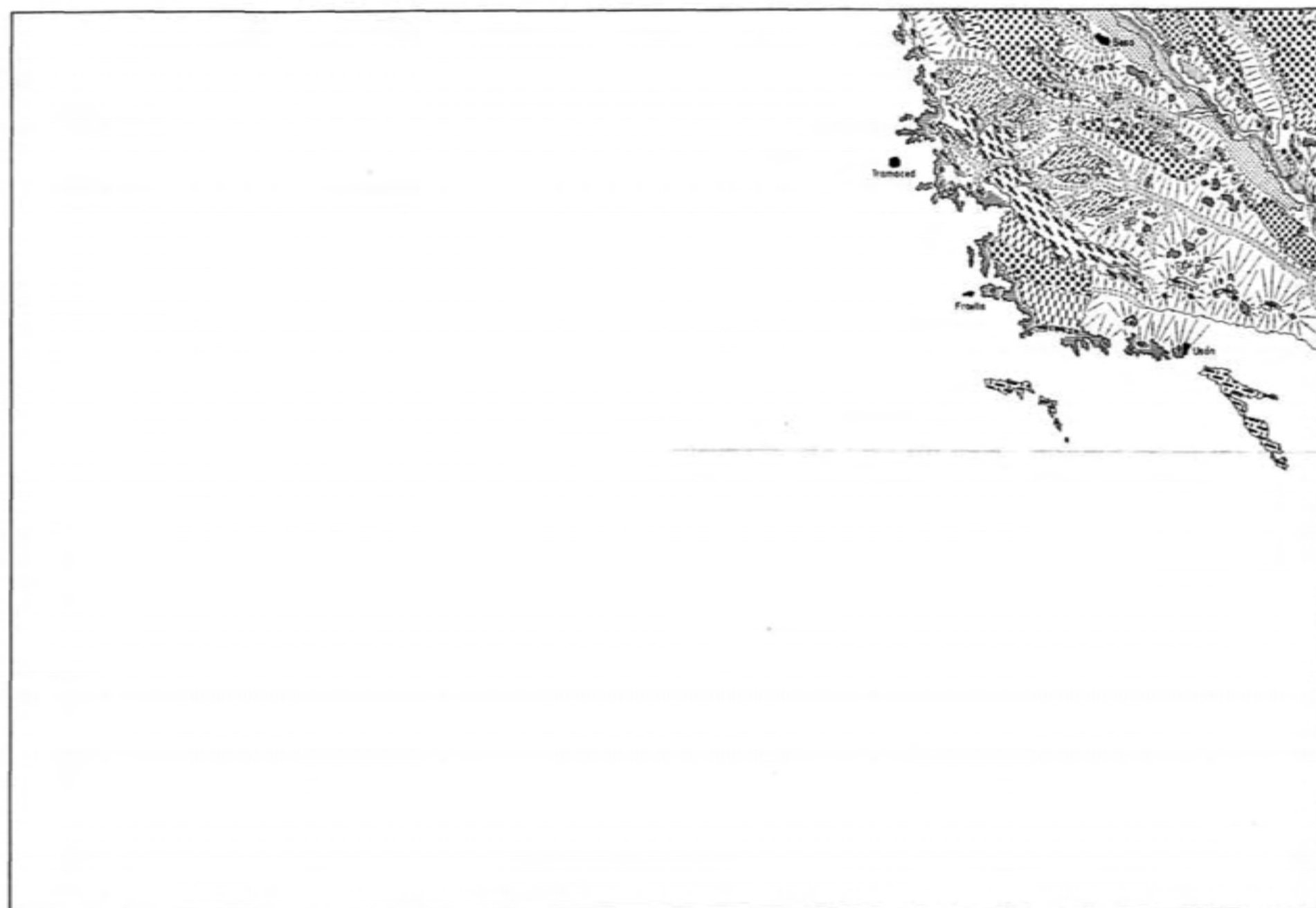
OTRAS FORMAS

	Vertiente regulada por gelifractos
	Vertiente regulada fundamentalmente por limas
	Escarpes de más de 100 m.
	Escarpes de menos de 100 m.
	Escarpe en depósitos cuaternarios
	Depresión cerrada no kárstica
	Núcleo de población



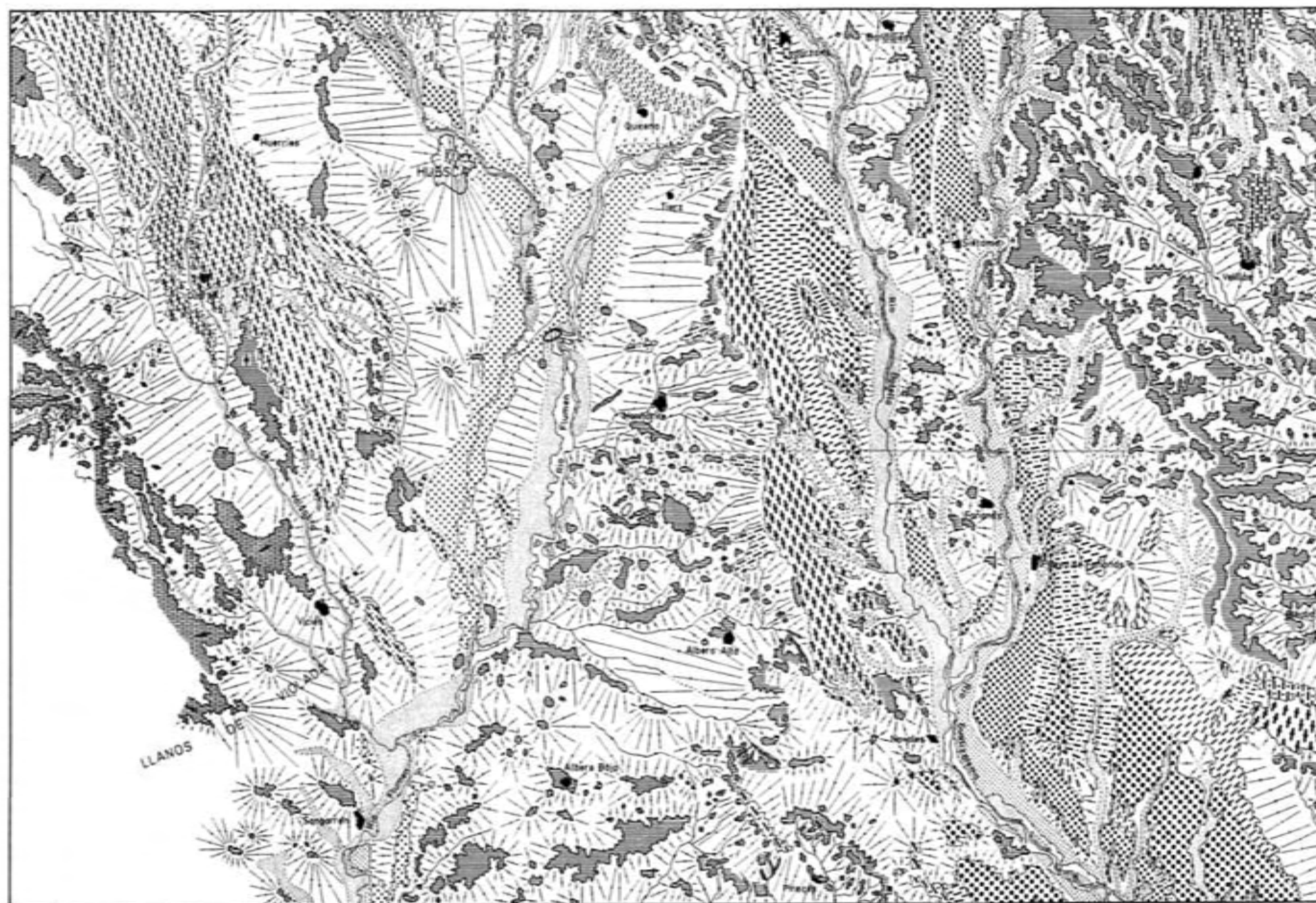


ESCALA 1:50.000



0 1 2 3 4 5 Km

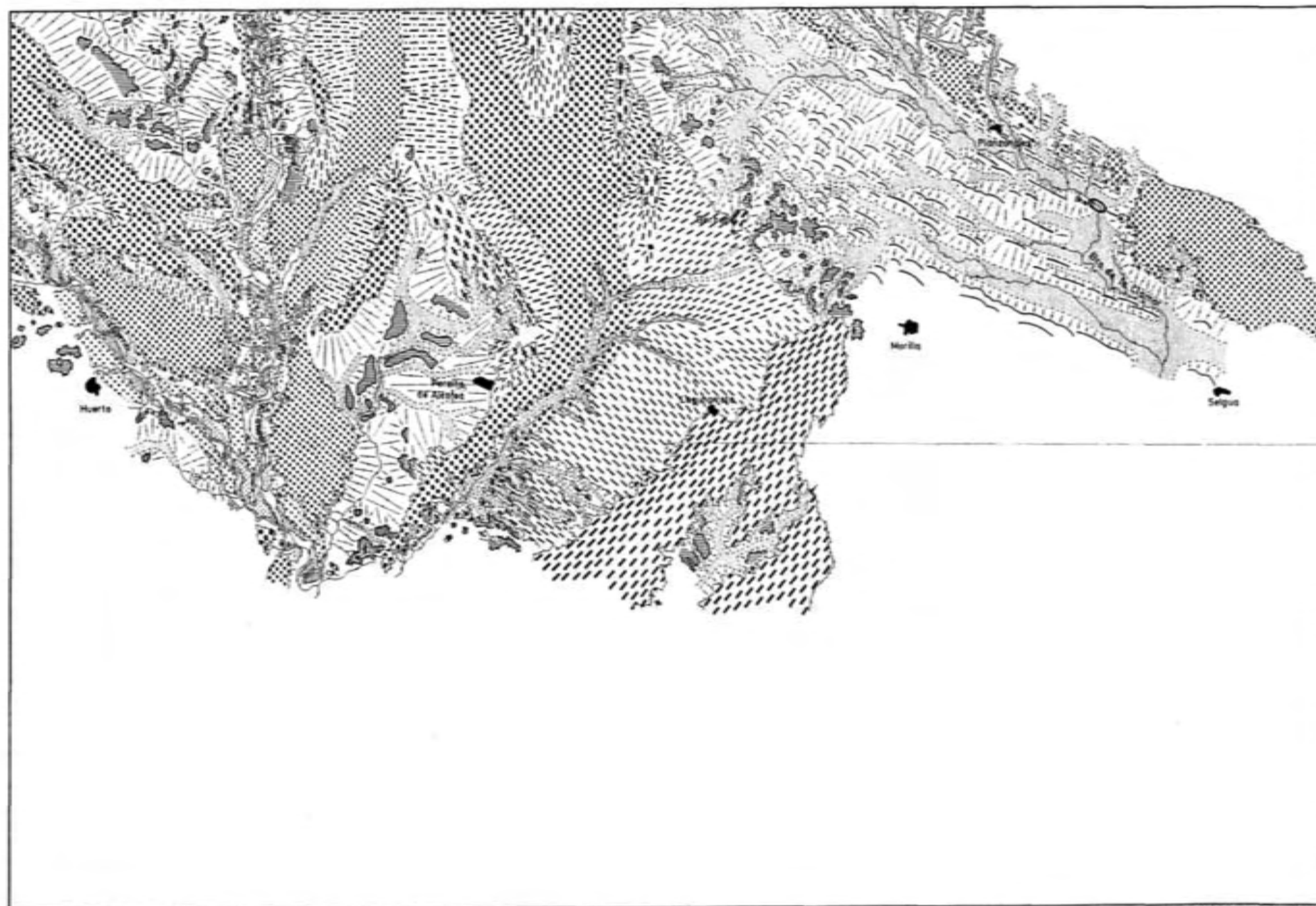
ESCALA 1:50000



J. RODRÍGUEZ VIDAL 1983

0 1 2 3 4 5 Km

ESCALA 1:50000



ESCALA 1:50.000



J. RODRÍGUEZ VIDAL 1983

0 1 2 3 4 5 Km